



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

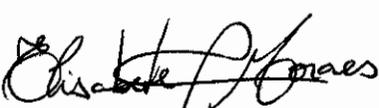
INPE – 4025 – TDL / 242

**COMPARAÇÃO ENTRE MÉTODOS E ESTIMATIVA DA RADIAÇÃO
SOLAR: SATÉLITE E CONVENCIONAL.**

Elizabeth Caria Moraes

Dissertação de Mestrado em Computação Aplicada, orientada por Fausto Carlos de Almeida, aprovada em 04 de março de 1986.

INPE
São José dos Campos
1986

1. Publicação nº <i>INPE-4025-TDL/242</i>	2. Versão	3. Data <i>Nov., 1986</i>	5. Distribuição <input type="checkbox"/> Interna <input checked="" type="checkbox"/> Externa <input type="checkbox"/> Restrita
4. Origem <i>DRH-DME</i>	Programa <i>FRH/MET</i>		
6. Palavras chaves - selecionadas pelo(s) autor(es) <i>RADIAÇÃO SOLAR</i> <i>MODELOS EMPÍRICOS</i> <i>SATÉLITES</i>			
7. C.D.U.: <i>551.521.14</i>			
8. Título <i>COMPARAÇÃO ENTRE MÉTODOS DE ESTIMATIVA DA RADIAÇÃO SOLAR: SATÉLITE E CONVENCIONAL</i>		10. Páginas: <i>142</i>	
		11. Última página: <i>F.1</i>	
		12. Revisada por	
9. Autoria <i>Elisabete Caria Moraes</i>		 <i>Fausto Carlos de Almeida</i>	
Assinatura responsável 		13. Autorizada por  Marco Antonio Raupp Diretor Geral	
14. Resumo/Notas <i>As metodologias de estimativa de radiação solar incidente na superfície da Terra foram divididas em quatro métodos: Direto (medidas de piranômetro); Semidireto (medidas de brilho solar); Indireto Convencional (medidas meteorológicas convencionais) e Indireto via Satélite (imagens de satélite). Com os dados dos experimentos realizados em São José dos Campos, SP, Brasil, fizeram-se comparações de radiação solar estimada instantaneamente (entre os métodos direto e indireto) e estimativa do total diário (entre o método direto e os outros três). O método direto convencional, válido somente para situações de céu limpo, apresentou os menores erros, devido ao fato de o parâmetro poeira ser inferido a partir dos próprios dados. O método semidireto apresentou as maiores variâncias, talvez por não considerar os horários em que ocorrem coberturas de nuvens. O método indireto via satélite, aplicável a qualquer tipo de cobertura do céu, superestimou os resultados. Para a situação de céu limpo e com cirrus, a superestimativa foi de aproximadamente 14% e para o caso com nuvens, de 35%. Este erro poderia ser menor, uma vez que a conversão realizada para a radiação solar na faixa espectral do canal visível do satélite GOES foi obtida para o topo da atmosfera, o que implica uma subestimativa dos dados considerados como verdade terrestre. Verificou-se que as estimativas obtidas através do método indireto via satélite podem ser aprimorados com estudos sobre a atenuação devida ao espalhamento por aerossóis e interações entre radiação e nuvem. As estimativas por satélite são viáveis para ângulos zenitais menores que 60°.</i>			
15. Observações <i>Dissertação de Mestrado em Meteorologia aprovada em 04 de março de 1986.</i>			

Aprovada pela Banca Examinadora
em cumprimento a requisito exigido
para a obtenção do Título de Mestre
em Meteorologia

Dr. Y. Viswanadham

Y. Viswanadham

Presidente

Dr. Fausto Carlos de Almeida

Fausto Carlos de Almeida

Orientador

Dr. Oswaldo Massambani

Oswaldo Massambani

Membro da Banca
-convidado-

Dr. Luiz Carlos Baldicero Molion

Luiz Carlos Baldicero Molion

Membro da Banca

Dr. Jesus Marden dos Santos

Jesus Marden dos Santos

Membro da Banca

Candidata: Elisabete Caria Moraes

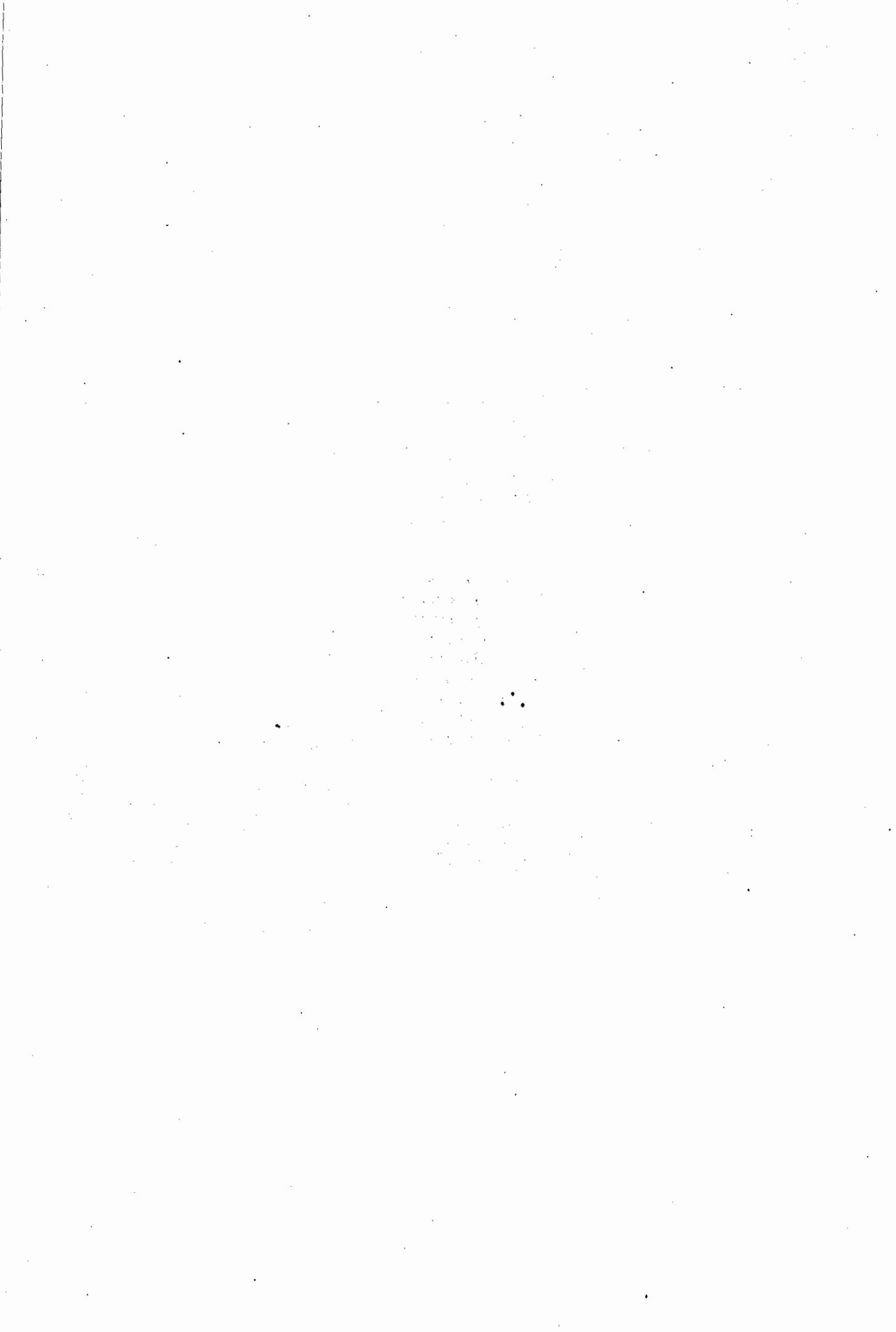
São José dos Campos, 04 de março de 1986

Dedico este trabalho ao Prof. Dirceu Ribeiro por
seu eterno apoio (in memoriam).



ABSTRACT

The methodologies for estimations of incidente solar radiation at the earth's surface were divided in four methods: Direct (pyranometer measurements); Semidirect (sunshine measurements); Indirect Conventional (conventional meteorological measurements) and Indirect via Satellite (satellites images). With data from an experiment conducted in São José dos Campos, SP, Brazil, comparisons were realized for instantaneous solar radiation estimations (between the direct and indirect methods) and daily total estimations (between the direct and the other three methods). The indirect conventional method, valid only for clear skies, presented the least error, due to the dust parameter be inferred from the observed data itself. The semidirect method presented the largest variances, maybe due to not considering the hours which occur cloud cover effect. The indirect method via satellite, valid for any kind of sky condition, overestimated the results. For clear skies or cirrus covers the overestimation was about 14% and for cloudy skies about 35%. This error could have been smaller, due to the fact that the conversion ratio used to go from the observed global broadband value to the solar radiation observed in the visible spectrum of the GOES satellites was obtained for the top of the atmosphere, implying an underestimation of the data taken as ground truth. It was verified that the estimations obtained by the indirect method via satellite can be made better if new results about aerosol scattering attenuation and cloud radiation interations are available. The satellite estimations are viable for zenith angles less than 60 degrees.



AGRADECIMENTOS

Gostaria de deixar meus agradecimentos a todos aqueles que, de uma forma ou de outra, colaboraram para a execução deste trabalho. Quero agradecer ao Dr. Fausto Carlos de Almeida a orientação crítica do trabalho, assim como o apoio e a paciência que me dispensou. Ao Instituto de Pesquisas Espaciais (INPE), na pessoa do diretor geral Dr. Marco Antonio Raupp, e ao Departamento de Meteorologia, na pessoa de seu chefe Yoshihiro Yamazaki, os recursos fornecidos durante o mestrado. Ao CNPq a bolsa proporcionada. Aos membros da banca as correções e sugestões em especial ao Dr. Jesus Marden dos Santos e Dr. Yelisetty Viswanadham o apoio. Aos colegas Nelson Arai e Jorge Conrado Conforte o incentivo e a disposição que sempre tiveram no decorrer deste trabalho. Ao meu marido e amigo João Ricardo de Freitas Oliveira as valiosas sugestões críticas, estímulo, compreensão, apoio e participação ativa em todas as fases deste trabalho. Gostaria ainda de agradecer aos meus pais e irmãos, que nunca mediram esforços para minha formação, o carinho e incentivo que sempre me dedicaram, e as amigas Ana Maria de Lima Viana, Maria das Graças Moreira de Almeida, Maria Aparecida Senaubar, Alda Santos de Oliveira e Magda Luzimar de Abreu o incentivo.

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
LISTA DE FIGURAS	xi
LISTA DE TABELAS	xii
LISTA DE SÍMBOLOS	xv
<u>CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO</u>	1
<u>CAPÍTULO 2 - MÉTODOS</u>	5
2.1 - Método Direto	5
2.2 - Método Semidireto	7
2.3 - Método Indireto-Convencional	10
2.4 - Método Indireto via Satélite	14
2.4.1 - Satélites Meteorológicos	14
2.4.2 - Modelos	19
2.5 - Modelos Utilizados	23
2.5.1 - Modelo utilizado para o método semidireto	23
2.5.2 - Modelos utilizados para o método indireto convencional ..	25
2.5.3 - Modelo utilizado para o método indireto via satélite	28
2.5.3.1 - Modelo utilizado para a atmosfera livre de nuvens	28
2.5.3.2 - Modelo com nuvens	30
<u>CAPÍTULO 3 - DADOS</u>	35
3.1 - Dados necessários	35
3.2 - Montagem de experimentos	36
3.2.1 - Primeiro experimento	36
3.2.2 - Segundo experimento	36
3.2.3 - Terceiro experimento	37
3.2.3.1 - Sistema automático de aquisição direta de dados (SAAD).	38
3.2.3.2 - Intercalibração dos piranômetros	40
3.2.3.3 - Análise dos filtros	41
3.2.3.3.1 - Problemas com os dados do SAAD	41

	<u>Pág.</u>
<u>CAPÍTULO 4 - RESULTADOS</u>	47
4.1 - Análise dos resultados	47
4.1.1 - Análise da radiação solar global instantânea	48
4.1.1.1 - Análise do método indireto convencional	48
4.1.1.1.1 - Radiação solar direta	48
4.1.1.1.2 - Radiação solar difusa	52
4.1.1.1.3 - Radiação solar global	53
4.1.1.2 - Análise do método indireto via satélite	68
4.1.1.2.1 - Radiação solar global na faixa do satélite	69
4.1.2 - Análise da radiação solar integrada	78
4.1.2.1 - Estimativa do método semidireto	78
4.1.2.2 - Estimativa do método indireto convencional	80
4.1.2.2.1 - Análise do parâmetro de poeira	86
4.1.2.3 - Estimativa do método indireto via satélite	90
4.1.2.4 - Comparação dos métodos de estimativa da radiação solar global	94
<u>CAPÍTULO 5 - CONCLUSÕES E SUGESTÕES</u>	99
5.1 - Conclusões	99
5.2 - Sugestões	101
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	103
APÊNDICE A - CONTEÚDO DO VAPOR D'ÁGUA PRECIPITÁVEL	
APÊNDICE B - COEFICIENTE λ	
APÊNDICE C - TEMPERATURA DO PONTO DE ORVALHO	
APÊNDICE D - COEFICIENTES DE REFLEXÃO	
APÊNDICE E - INSTRUMENTOS UTILIZADOS	
APÊNDICE F - TABELA DE DIAS JULIANOS	

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
1.1 - Curvas de energia espectral da radiação solar ao nível do mar e extrapolada para topo da atmosfera	2
1.2 - Espectro normalizado dos corpos negro: Sol e Terra	3
2.1 - Órbita dos satélites meteorológicos	15
2.2 - Comparação de calibrações	17
2.3 - Transferência radiativa para uma atmosfera livre de nuvens	29
2.4 - Transferência radiativa para uma atmosfera com nuvens ...	31
3.1 - As Três Américas vistas pelo satélite geostacionário GOES-LESTE na posição de 75 ^o W	37
3.2 - As Três Américas vistas pelo satélite geostacionário GOES-OESTE na posição de 108 ^o W	38
3.3 - Diagrama de bloco dos sensores e conversor	39
4.1 - Relação entre a radiação solar direta incidente na superfície estimada através do método indireto convencional e a registrada por piranômetro, para o experimento de abril-maio de 1985	49
4.2 - Relação entre a radiação solar direta incidente na superfície estimada através do método indireto convencional e a registrada por piranômetro, para o experimento de fevereiro de 1984	49
4.3 - Relação entre a radiação solar global incidente na superfície estimada através do método indireto convencional e a registrada por piranômetros, para o experimento de fevereiro de 1984	54
4.4 - Relação entre a radiação solar global incidente na superfície estimada através do método indireto convencional e a registrada por piranômetro, para o experimento de abril-maio de 1985	55
4.5 - Radiação solar instantânea incidente na superfície terrestre registrada por piranômetro e estimada através dos métodos indiretos (experimento de fevereiro de 1984).....	56
4.6 - Radiação solar instantânea incidente na superfície terrestre registrada por piranômetro e estimada através dos métodos indiretos (experimento de abril-maio/85)	63
4.7 - Radiação solar estimada pelo satélite versus a medida por piranômetro.....	69

	<u>Pág.</u>
4.8 - Posicionamento do Sol e do satélite em relação a um observador fixo na superfície terrestre	76
4.9 - Radiação solar global integrada durante o dia	95

LISTA TABELAS

	<u>Pág.</u>
3.1 - Intercalibração dos piranômetros em relação ao PSP (cte = $8,49 \cdot 10^{-3} \text{ mV/Wm}^{-2}$).....	40
3.2 - Estimativa da radiação solar na faixa espectral obtida pela diferença dos intervalos espectrais dos filtros OG1 e RG8 (0,525 a 0,71 μm) para Tucuruí, Pará (12 e 13/11/80).	43
3.3 - Estimativa da radiação solar diária na faixa espectral de 0,495 a 0,72 μm para Balboa, Zona do Canal no Panamá (abril e maio de 1976)	45
4.1 - Levantamento estatístico para a radiação solar difusa (céu limpo)	52
4.2 - Estimativa instantânea da radiação solar obtida através do método indireto via satélite para situações de céu limpo ou com nuvens cirrus tênues (experimento de abril-maio/85)	70
4.3 - Estimativa instantânea da radiação solar obtida através do método indireto via satélite para um dia de céu limpo (dia juliano 126)	71
4.4 - Testes com alterações nos coeficientes de reflexão solar direta (α) e difusa (α_1) para situações de céu limpo	73
4.5 - Estimativa da radiação solar instantânea obtida através de imagens de satélite para o dia juliano 56 de 1984	77
4.6 - Método Semidireto. Total diário da radiação solar global..	79
4.7 - Método Indireto Convencional. Radiação solar integrada durante o dia, experimento de abril-maio/85	81
4.8 - Percentagem entre o total diário da radiação solar difusa e global - abril-maio/85	82
4.9 - Método Indireto Convencional. Estimativa da Radiação Solar Diária (experimento de fevereiro/84)	84
4.10 - Percentagem entre o total diário da radiação solar difusa e global - fevereiro/84	85
4.11 - Parâmetro de poeira	87
4.12 - Radiação solar integrada durante o dia com $d = 3$ (teste)	89
4.13 - Radiação solar diária estimada com imagens de satélite (W/m^2)	91
4.14 - Radiação solar diária na faixa do satélite excluindo os horários onde $\theta > 60^\circ$	93

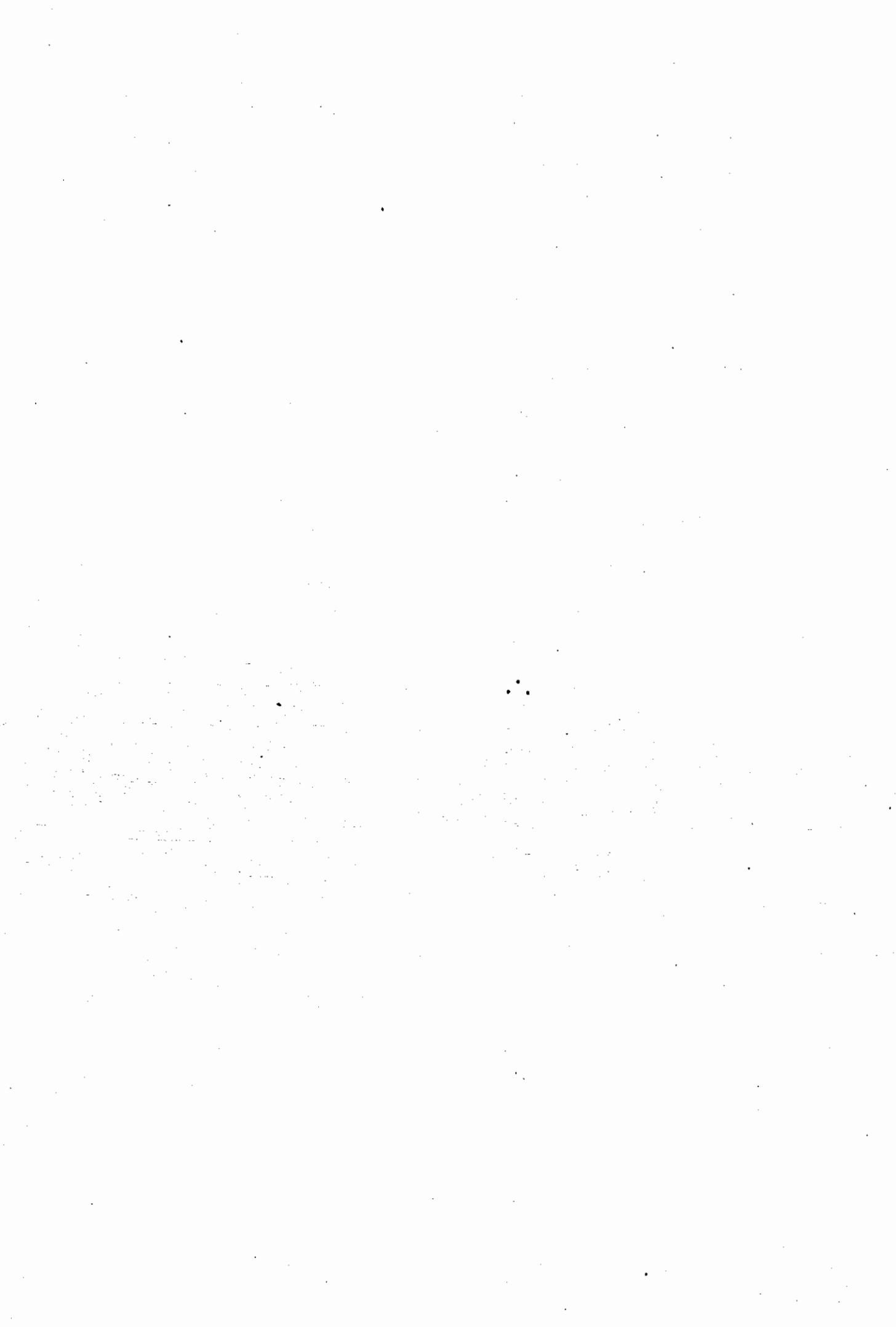
4.15 - Totais integrados	96
4.16 - Totais integrados para situação de céu limpo obtidos através de análise com o método indireto via satélite (sem alterações)	98
B.1 - Variação de λ com a latitude e estação do ano	B.1
C.1 - Variação da temperatura do ponto de orvalho em função da temperatura do ar e pressão	C.1
D.1 - Variação do coeficiente de reflexão direta em função do ângulo solar zenital	D.1
E.1 - Piranômetros Utilizados	E.1
E.2 - Filtros Utilizados	E.2
F.1 - Tabela de dias julianos	F.1

LISTA DE SÍMBOLOS

- A - Albedo da superfície (adimensional)
- Ac - Albedo de nuvem (adimensional)
- a, b, c - Coeficientes da equação de regressão que caracterizam a transmitância atmosférica (adimensional)
- abs - Absorção da nuvem (adimensional)
- a(u) - Coeficiente de absorção para a trajetória no vapor d'água (adimensional)
- a(u1) - Coeficiente de absorção do fluxo de radiação solar de ondas curtas dirigido para a superfície na trajetória do vapor d'água, onde "i" indica: "t" acima e "b" abaixo da nuvem (adimensional)
- a(u2) - Coeficiente de absorção do fluxo de radiação solar de ondas curtas dirigido para o satélite na trajetória do vapor d'água, onde "i" indica: "t" acima e "b" abaixo da nuvem (adimensional)
- CT - Valor do "count" digital (adimensional)
- d - Parâmetro de poeira (adimensional)
- e - Pressão do vapor d'água (mb)
- Ed_↓ - Radiação solar difusa instantânea incidente na superfície (W/m²)
- Eg_↓ - Radiação solar global instantânea incidente na superfície (W/m²)
- \bar{E}_g - Radiação solar global média mensal recebida por uma superfície horizontal ao nível do solo (W/m²)
- E_o - Radiação solar instantânea incidente numa superfície horizontal no topo da atmosfera (W/m²)
- \bar{E}_o - Radiação solar média mensal incidente numa superfície horizontal no topo da atmosfera (W/m²)
- E_w[↑] - Fluxo de radiação solar de ondas curtas (na faixa do canal visível) dirigido para o satélite (W/m²)

$E_{w\downarrow}$	- Fluxo de radiação solar de ondas curtas (na faixa do canal visível) dirigido para a superfície (W/m^2)
E_{wliq}	- Quantidade de radiação solar de ondas curtas (na faixa do canal visível) na superfície (W/m^2)
F_0	- Fluxo de radiação solar de ondas curtas instantâneas no topo da atmosfera (= $S_0 \cos$ (W/m^2))
g	- Aceleração da gravidade (m/s^2)
h	- Altitude da estação (m)
I	- Intensidade de corrente (\AA)
I_b	- Intensidade de corrente para superfície branca (\AA)
K	- Coeficiente empírico (adimensional)
m	- Massa ótica do ar seco (adimensional)
n	- Número de horas de brilho solar observado (horas)
N	- Número máximo de horas de brilho solar ou duração do dia iluminado (horas)
N_j	- Número do dia do ano (adimensional)
p	- Pressão atmosférica (mb)
p_0	- Pressão atmosférica ao nível do mar (1013 mb)
r	- Razão de mistura na superfície (adimensional)
\bar{r}	- Razão de mistura média (adimensional)
Re	- Reflectância ou albedo normalizado (adimensional)
(\bar{R}/R)	- Razão entre a distância média e instantânea entre a Terra e o Sol (adimensional)
S_{\downarrow}	- Radiação solar direta instantânea incidente na superfície (W/m^2)
S_0	- Constante solar igual a $1,94 W/m^2$

S_{uz}	- Radiação solar direta instantânea incidente na superfície na ausência do espalhamento pelo vapor d'água (W/m^2)
t	- Ângulo horário ou duração da metade do dia iluminado (radianos)
T_d	- Temperatura do ponto de orvalho ($^{\circ}F$)
T_h	- Representa a metade do dia, isto é, número de horas do nascer ou pôr do Sol até o meio dia local (radianos)
u	- Conteúdo d'água precipitável na atmosfera na direção zenital (cm)
θ	- Ângulo solar zenital (radianos)
ξ	- Variável dependente do dia do ano (radianos)
ϕ	- Latitude local (radianos)
δ	- Declinação do Sol (radianos)
α	- Coeficiente de reflexão para o fluxo de radiação solar direta (adimensional)
α_1	- Coeficiente de reflexão para o fluxo de radiação solar difusa (adimensional)
λ	- Constante que depende da latitude e estação do ano (adimensional)



CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

A energia radiante emitida pelo Sol que atinge a Terra é responsável pela manutenção de quase todos os processos naturais que nela se verificam, sendo, portanto, primordial a existência dos seres vivos, assim como pela maioria dos fenômenos meteorológicos.

É sabido que a energia solar incidente no topo da atmosfera terrestre encontra-se na faixa espectral correspondente às chamadas ondas curtas, ou seja, de 0,2 a 5 μm . Cerca de 45% desta energia está concentrada na faixa espectral de 0,38 a 0,78 μm (banda no espectro visível), caracterizando o fluxo de radiação solar visível incidente no topo da atmosfera*, o qual é função do ângulo solar zenital e da distância Sol-Terra (Liou, 1980). Este fluxo ao incidir e penetrar (interagindo) na atmosfera é atenuado por ela e por nuvens, sendo estas consideradas em virtude de ocuparem em média cerca de 50% da atmosfera (Liou, 1976). Esta atenuação da radiação solar direta deve-se às interações onde parte dela é refletida, parte é absorvida e parte é espalhada (radiação difusa) por alguns constituintes minoritários atmosféricos e aerossóis. A Figura 1.1, extraída de Lacis e Hansen (1974), fornece três curvas de radiação solar, ou seja, a emitida por um corpo negro a 6000K (1), a energia solar incidente no topo da atmosfera (2) e a radiação solar incidente na superfície ao nível do mar (3). Esta figura mostra a atenuação da radiação solar (céu limpo) devida principalmente à absorção (regiões enegrecidas) dos seguintes gases: o ozônio, para comprimentos de onda menor do que 0,7 μm , e o vapor d'água, para comprimentos de onda maiores que este. Assim, a radiação solar direta incidente na superfície terrestre representa uma fração da radiação solar incidente no topo da atmosfera.

* topo da atmosfera: altitude acima da qual a radiação solar, praticamente, não sofre atenuação.

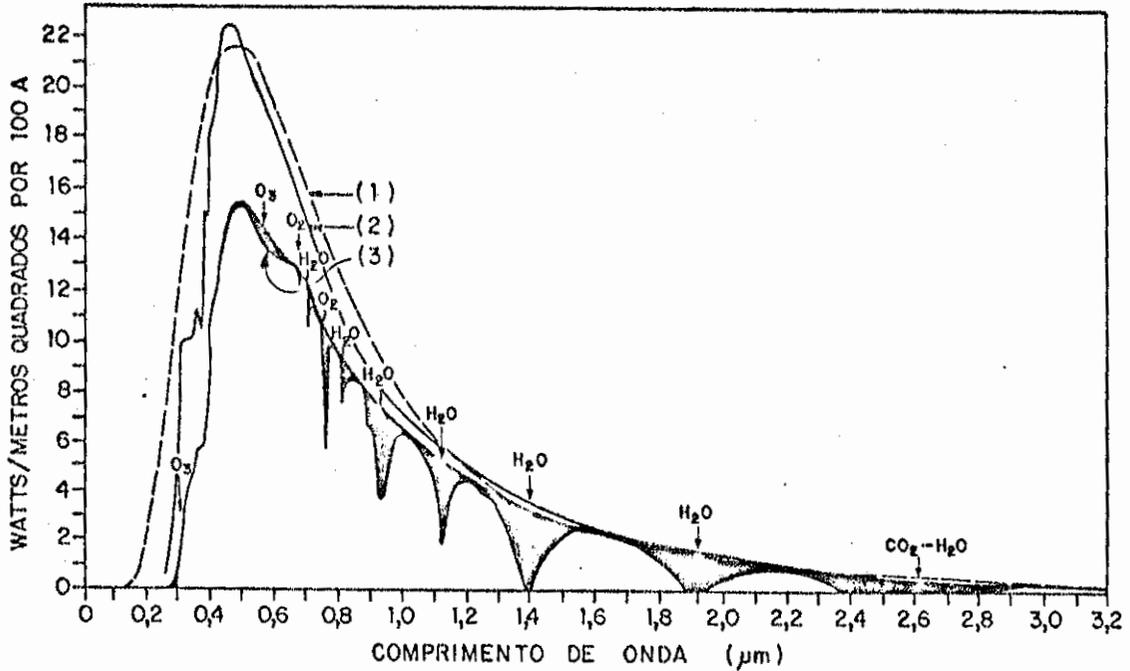


Fig. 1.1 - Curvas de energia espectral da radiação solar ao nível do mar e extrapolada para o topo da atmosfera. As áreas enegrecidas representam a absorção de gases atmosféricos.

FONTE: Lacis e Hansen (1974), p. 119.

A radiação global (radiação direta e radiação difusa) ao atingir a superfície terrestre é parcialmente refletida pela própria superfície, sendo o restante por ela absorvido. Esta absorção acarreta o aquecimento da superfície, e, assim como o Sol, a Terra é considerada um corpo negro à sua temperatura de equilíbrio. Assim, ela torna-se uma fonte de radiação termal dirigida para a atmosfera numa faixa espectral de 4 a 100 μm (banda do espectro infravermelho), cuja emissão de radiação máxima situa-se em torno de 10 μm , como mostra a Figura 1.2. Ocorre então que, para um longo período de tempo, se estabelece um equilíbrio térmico entre a energia absorvida pela superfície e a emitida pelo sistema Terra-atmosfera.

Isto é evidenciado por estudos climatológicos (análise do fenômeno por um período de vários anos).

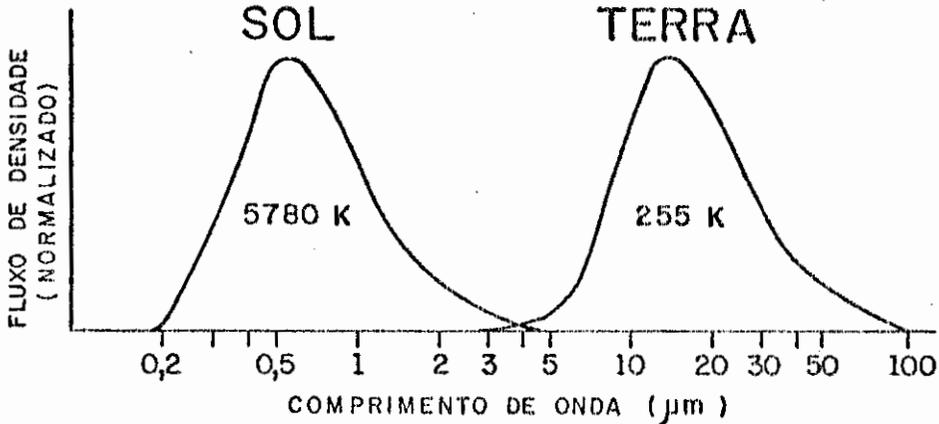


Fig. 1.2 - Espectro normalizado dos corpos negros: Sol e Terra.
FONTE: Wallace e Hobbs (1977), p. 228.

Devido à grande influência da radiação solar em quase todos os ramos de atividades, torna-se necessário o seu conhecimento detalhado em escala temporal e espacial, o que possibilita o aprimoramento do estudo em várias áreas, tais como: agricultura, armazenagem de energia na atmosfera, oceano e superfície, climatologia, fontes alternativas de energia e outras.

Foram desenvolvidas técnicas e meios para a obtenção das medidas necessárias ao estudo da radiação solar incidente na superfície terrestre. Antes do advento dos satélites meteorológicos, as medidas e estimativas eram obtidas através de medição direta da radiação solar ou através de parâmetros meteorológicos tais como o brilho solar e medidas meteorológicas convencionais. Estas medidas são escassas por serem obtidas somente em regiões onde existam estações meteorológicas; além disso, a maioria das estações no Brasil possui somente instrumentos que fornecem medidas de duração de brilho solar, pois o custo dos instrumentos de medidas é muito elevado.

O satélite meteorológico veio proporcionar outra abordagem à coleta destes dados com a utilização de seu canal visível e, desde então, técnicas têm sido desenvolvidas e implementadas, com a finalidade de estimar a radiação solar incidente na superfície com grande resolução espacial e temporal, pois os satélites geoestacionários, que se situam no plano equatorial e cobrem o território nacional, apresentam uma resolução temporal de trinta minutos e resolução espacial, no canal visível de aproximadamente $1 \times 1 \text{ km}^2$ no equador. Assim, as medidas de radiância feitas com satélites meteorológicos possibilitam uma análise mais abrangente das interações da radiação solar no sistema Terra-atmosfera como um todo, ou seja, fornece dados de distribuição de cobertura por nuvens e da radiação armazenada neste sistema, em tempo real. Os satélites meteorológicos possuem mais dois canais de observação (infravermelho e vapor d'água), através dos quais pode-se identificar os tipos de nuvens existentes em regiões de interesse e, através destes obter informações, como: estimativa de precipitação, temperatura de superfície e do topo das nuvens, além de informações mais específicas na área da sinótica, como: evolução, posicionamento e deslocamento de sistemas sinóticos, escoamento dos altos e baixos níveis, correntes de jato, etc. Maiores detalhes sobre os satélites meteorológicos encontram-se descritos no Capítulo 2 (Seção 2.4.1).

O território brasileiro, por exemplo, abrangendo uma área de $8.500.000 \text{ km}^2$ de superfície, possui aproximadamente 400 estações meteorológicas vinculadas ao Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), das quais 22 estações possuem instrumentos de medida direta da radiação solar global (piranômetro). Uma metodologia que utilize imagens de satélites meteorológicos possibilitaria um estudo mais econômico, centralizado e preciso da radiação solar no território nacional.

Este trabalho tem por objetivo: (1) comparar o total diário da radiação solar incidente na superfície, estimado por modelos que utilizem imagens de satélites, e modelos que utilizem parâmetros meteorológicos convencionais; (2) avaliar as vantagens do uso do satélite em termos da precisão dos resultados em relação aos dados registrados em piranômetros; (3) avaliar as vantagens do modelo convencional como estimador de radiação solar.

CAPÍTULO 2

MÉTODOS

Para alcançar o objetivo proposto, pretende-se fazer uma análise dos métodos de estimativa de radiação solar incidente na superfície e compará-los entre si. Para isto, os métodos serão subdivididos dentro de quatro categorias: Método Direto, que utiliza instrumentos de observação direta da radiação; Método Semidireto, que utiliza medidas de brilho solar; Método Indireto Convencional, que utiliza parâmetros meteorológicos; e o Método Indireto via Satélite, que utiliza imagens fornecidas por satélites meteorológicos.

2.1 - MÉTODO DIRETO

As medidas de radiação solar na superfície são feitas com radiômetros, os quais convertem a radiação solar em outro tipo de energia que é facilmente medida. A radiação solar pode ser detectada de várias maneiras, dependendo do tipo de sensor utilizado, os quais são classificados em:

- Calorimétrico, cujo sensor é um metal condutor enegrecido com uma tinta não seletiva e altamente absorvedora. A energia radiante incidente é convertida em calor e pode ser medida pelo aumento de temperatura.
- Termomecânico, cujo sensor são três tiras bimetálicas com coeficientes de dilatação distintos que são expostas ao Sol. Duras tiras são revestidas com tinta refletora (branca) e separadas por uma tira enegrecida com tinta altamente absorvedora. Estas tiras estão interligadas e conectadas a um sistema registrador de maneira a compensar a influência de temperatura. A energia radiante incidente provoca a distorção das tiras que é transmitida ópticamente ou mecanicamente para um indicador.
- Termoelétrico, cujos sensores são termopilhas, ou seja, dispositivos termoelétricos ligados em série. Cada dispositivo termoelétrico consiste em dois fios de metal dissimilares com seus terminais ligados; uma junção é exposta ao Sol e a outra sombreada, e esta última é conectada a um bloco interno do radiômetro para manter-se a uma temperatura constante. A energia radiante incidente produz uma força eletromotriz gerada pela diferença de temperatura entre as junções expostas e sombreadas.

- Fotoelétrico, cujo sensor é um dispositivo fotovoltaico que consiste em um material semicondutor (Silício [Si]). Os átomos da associação entre os semicondutores com deficiência e excesso de elétrons, conhecidos respectivamente como semicondutor "p" (composto de Si com Alumínio, Boro e Índio) e semicondutor "n" (composto de Si com Fósforo, Arsênio e Antimônio), são facilmente ionizados com a incidência de energia radiante, gerando uma corrente elétrica com o movimento dos elétrons excedentes. O problema da utilização deste dispositivo deve-se ao fato de ele responder fortemente somente na região do infravermelho próximo e vermelho.

Os instrumentos que medem a radiação solar são:

- O Pireliômetro, que fornece a intensidade da radiação solar direta de incidência normal e necessita de um dispositivo que acompanhe continuamente o disco solar. Os mais precisos são Pireliômetro Compensado de Ångström e o Pireliômetro de Disco de Prata Abbot, cuja vantagem reside no fato de não necessitarem da calibração periódica (Coulson, 1975).
- O Piranômetro, que mede a radiação global (direta e difusa), a radiação difusa (quando sombreado), a radiação direta (obtida a partir da radiação global e difusa) e albedo (com o sensor de um piranômetro voltado para o céu e o de outro para o solo). As placas sensoras são protegidas por cúpulas de vidro ou de quartzo, as quais transmitem a radiação solar na faixa espectral de 0,35 a 2,8 μm e de 0,25 a 4 μm respectivamente, podendo estar exposto continuamente a todo tipo de tempo. A obtenção da radiação solar em faixas espectrais específicas é possível com a utilização de filtros espectrais, estando alguns especificados no Apêndice E (Tabela E.2). Os que apresentam maior precisão na resposta são o Piranômetro Moll Gorczynsky, Piranômetro Eppley (Piranômetro Eppley 180^o) e Piranômetro com Termopares Seleccionados (WMO, 1971).

Os radiômetros com sensores termomecânicos, como por exemplo o actinógrafo de Robitzch, possuem o tempo de resposta muito alto e não devem

ser utilizados em experimentos que envolvam medidas com períodos menores do que um dia (Iqbal, 1980).

- O Pirradiômetro mede a radiação total (radiação visível e infravermelha). Este instrumento pode ser de dois tipos: os que são ventilados e os que possuem proteção transparente à radiação infravermelha para reduzir a transferência de calor (por convecção) do elemento sensitivo. Ao combinar suas medidas com as do pirgeômetro, que mede a radiação infravermelha provinda do céu e da superfície, obtêm-se a radiação solar global.

O Guide to Meteorological Instrument and Observing Practices (WMO, 1971) classifica os instrumentos de radiação segundo critérios de avaliação, tais como: sensibilidade, estabilidade no fator de calibração, erro máximo devido à variação da temperatura ambiente, erro devido à resposta espectral do receptor, não-linearidade da resposta e constante de tempo.

O piranômetro possui problemas específicos como resposta direcional do sensor em relação à elevação e azimute do Sol, além do problema do efeito da inclinação do instrumento. Além destas fontes de erros nas medidas, deve-se levar em consideração os efeitos dos equipamentos auxiliares no registro das medidas e o erro humano na instalação, leitura e manutenção dos aparelhos. No caso do piranômetro, verifica-se a impossibilidade de registro de radiação quando o ângulo de elevação do Sol for menor que 10 graus aproximadamente, o que, em dia claro, pode acarretar um erro de 1%.

2.2 - MÉTODOS SEMIDIRETO

Um dos primeiros modelos que correlacionam a duração de brilho solar com a radiação solar global a ser desenvolvido foi o modelo de Ångström (1924), cuja equação de regressão é utilizada na forma modificada por Prescott (1940), i.e.,

$$E_{gt} = E_0 [a + b (n/N)], \quad (2.1)$$

onde E_{gt} é a radiação solar global média mensal incidente em uma superfície horizontal ao nível do solo, E_0 a radiação solar média mensal incidente em

uma superfície horizontal no topo da atmosfera, n o número observado de horas de brilho solar, N o número máximo de brilho solar ou duração astronômica do dia, e a , b são coeficientes da equação de regressão (caracterizam a transmissão atmosférica).

Este modelo considera os fatores mais representativos na determinação da radiação solar incidente na superfície terrestre, ou seja, duração do brilho solar, transmissividade, latitude e época do ano.

Baseados no modelo modificado de Ångström, outros modelos foram desenvolvidos na tentativa que aprimorar este método. Martinez-Lozano et alii (1984) fizeram uma revisão bibliográfica sobre a evolução e modificações na formulação de Ångström. Verificaram que em alguns casos o coeficiente de correlação linear não é muito alto, possivelmente devido ao fato de:

- 1) o heliôgrafo Campbell-Stokes não ser propriamente elaborado para pequenas elevações solares;
- 2) os registros de brilho solar nada mostrarem sobre intensidade solar;
- 3) o valor de radiação solar algumas vezes ser maior do que com céu parcialmente coberto (devido à reflexão por nuvens);
- 4) as condições atmosféricas serem variáveis;
- 5) a ocorrência de alguns erros na instalação do instrumento ou na avaliação de dados de difícil coleta;
- 6) os materiais serem distintos nas tiras heliográficas.

Pode ainda ser dito que muitos fatores influenciam os coeficientes a e b como: latitude, altitude da estação, coeficiente de reflexão da superfície, altitude média solar, concentração de vapor d'água e de aerossóis artificiais e naturais.

Festa (1981) fez uma análise dos principais modelos de estimativa de radiação solar global e verificou que os modelos que se revelam mais favoráveis à estimativa são:

- (i) O modelo de Bennett (1965), que incorpora ao modelo modificado de Ångström efeitos relativos à altitude. Este é expresso por:

$$E_{g+} = E_o [a + b (n/N) + ch], \quad (2.2)$$

onde c é um coeficiente da equação de regressão (caracteriza a transmitância atmosférica) e h a altitude. Este modelo tem como característica o fato de os coeficientes da equação de regressão serem particulares para cada mês. Nunes et alii (1978) utilizaram-no para construir mapas de radiação solar do Brasil e compararam-no com trabalhos elaborados para pontos isolados do país, sobre a qual Ometto (1968) e Sã (1972) acharam boa concordância.

- (ii) O modelo de Tubelis (1977), que incorpora outra correção ao modelo modificado de Ångström, ou seja, considera uma relação não-linear, é expresso por:

$$E_{g+} = E_o [a + b (n/N)^3]. \quad (2.3)$$

Existem vários modelos que estimam a radiação solar global. Alguns levam ainda em consideração fatores meteorológicos, como, por exemplo, o modelo de Reddy (1971) e de Sabbagh et alii (1975). O modelo Reddy possui como variáveis a latitude, o fator sazonal (onde se distingue as regiões costeiras e de interior), a umidade relativa, o mês do ano e o número de dias de chuva. O modelo de Sabbagh et alii utiliza, além das variáveis mencionadas, a temperatura máxima mensal do ar. Ambos foram analisados por Festa (1981) e apresentaram, respectivamente, uma superestimativa dos resultados e um alto desvio padrão.

É evidente a impossibilidade da formulação de um modelo padrão que estime a radiação solar em todas as regiões de possível interesse, devido ao fato de a radiação solar que atravessa a atmosfera ser uma variável

dependente de diversos fatores. Segundo Robinson (1966), estes fatores são classificados em: astronômicos, geográficos, geométricos, físicos e meteorológicos.

2.3 - MÉTODO INDIRETO - CONVENCIONAL

Estes métodos baseiam-se na estimativa da radiação solar através de formulações empíricas, onde se utilizam dados meteorológicos convencionais, como temperatura, pressão, umidade, além de latitude, longitude, topografia e outros parâmetros, ou através de inferências das medidas de radiação solar de um dado local cujos clima e topografia sejam parecidos com os da região de interesse.

Muitos são os modelos deste tipo que estimam a radiação solar:

- Kondratyev (1969), ao estudar a radiação solar direta, comparou a formulação empírica de Kastrov (1956), para uma atmosfera limpa e seca, com medidas de pireliômetro. Esta formulação leva em consideração a atenuação pelos espalhamento de Rayleigh, a absorção pelo ozônio, e parâmetro como a massa de ar, a pressão atmosférica local e ao nível do mar. Este modelo superestima a radiação solar, talvez devido à não consideração do vapor d'água e dos poluentes atmosféricos.
- Majumdar et alii (1972) elaboraram uma formulação para o cálculo de radiação global para regiões da Índia, considerando a influência da massa de ar e vapor d'água na transmissão da radiação para uma atmosfera sem nuvens e com o mínimo de poeira e aerossóis. Os parâmetros envolvidos na expressão são: massa de ar, pressão local, pressão do vapor d'água e quantidade de radiação solar incidente no topo da atmosfera. Neste caso, o resultado da estimativa de radiação solar global é também superestimado (Sayigh, 1977).
- Paltridge e Platt (1976) desenvolveram um modelo baseado na equação de transferência de energia radiante para estimar a radiação solar direta incidente numa superfície normal, em condições de atmosfera livre de nuvens, tendo sido tomada a função fonte (função de Planck) nula e os processos considerados isotrópicos. Consideram também o so

matório das espessuras óticas relativas ao espalhamento de Rayleigh, espalhamento de Mie, e a absorção pelo ozônio, vapor d'água, dióxido de carbono e demais constituintes atmosféricos. Verificaram ainda que a radiação solar difusa incidente na superfície, por ser uma pequena fração da radiação solar direta, pode ser expressa como função do ângulo solar zenital apenas, apresentando bons resultados quando as reflexões na superfície, sofridas pela radiação difusa, forem desprezíveis.

- Schulze (1976) apresenta um modelo para estimar a radiação solar difusa incidente na superfície terrestre, para situação de céu limpo, elaborada por Archer (1964), que é função do ângulo solar zenital e do valor médio da radiação difusa quando o Sol está no zenite. Também apresenta uma análise da equação de transferência proposta por Brooks (1959) para a cidade de Pietermaritzburg, África do Sul.

- Hoyt (1978) desenvolveu um modelo que determina a radiação solar global instantânea incidente na superfície e a transmissão atmosférica instantânea para situações de céu com e sem nuvens. Este modelo possui como variáveis valores climatológicos do total de água precipitável, turbidez e albedo da superfície. Os efeitos considerados no estudo são o espalhamento do ar e poeira, e a absorção pelo vapor d'água, dióxido de carbono, ozônio, oxigênio e poeira.

Para situações com nuvens, a atmosfera foi dividida em seis categorias e, conseqüentemente, Hoyt (1978) acrescentou ao modelo as alturas das bases e dos topos das nuvens existentes, e a quantidade de vapor d'água presente acima, abaixo e dentro destas, além de seus albedos.

- Choudhury (1982) aprimorou o modelo de Hoyt (1978) ao considerar na parametrização as nuvens e a reflexão múltipla entre a superfície, atmosfera e nuvens. As variáveis utilizadas são: comprimento do caminho ótico de ozônio, conteúdo de água precipitável, turbidez de Ångström, pressão atmosférica ao nível da superfície e albedo, cobertura fracionada de nuvens, albedo e espessura destas.

Foi verificado que nuvens com diferentes altitudes afetam a radiação solar incidente na superfície diferentemente. Nuvens baixas atenuam mais a radiação solar do que as nuvens mais altas (nuvens de gelo), devido às diferenças nas espessuras das nuvens e nas propriedades de espalhamento e absorção das partículas d'água e de gelo. Para céu parcialmente coberto, a forma, separação e disposição das nuvens em relação ao disco solar também são fatores que afetam a radiação solar incidente na superfície.

Alguns parâmetros foram ajustados aos dados registrados, e na comparação entre a radiação solar estimada por este modelo e a registrada em superfície verificou-se ótima concordância.

- Barbaro et alii (1979) apresentaram métodos para o cálculo de radiação solar direta e difusa. Os métodos levam em consideração a absorção pelo vapor d'água e pelos aerossóis; também consideram o espalhamento de Rayleigh e por aerossóis.

Para a obtenção da radiação solar direta diária na presença de nuvens, é incorporado ao modelo integrado de Cole (1976a; 1976b), que fornece valores instantâneos da radiação solar direta, um fator que representaria a nebulosidade, ou seja, a razão entre horas de brilho solar possível e real. A formulação apresentada para o cálculo de radiação solar direta considera como variáveis a massa ótica de ar, conteúdo de poeira e o perfil vertical do conteúdo de água precipitável, o qual foi obtido a partir da umidade relativa e da densidade de massa do vapor d'água saturado.

Para o cálculo da radiação solar difusa utilizou-se a relação empírica proposta por Albrecht (1951), onde se supõe que a absorção pelo vapor d'água ocorra antes do espalhamento, e cujas variáveis são os valores instantâneos da radiação solar direta que incide na superfície, da radiação solar direta transmitida para a superfície na ausência de espalhamento, e o ângulo solar zenital. Ao integrá-la durante o dia e incluindo os fatores, razão entre horas de brilho solar possível e real, e coeficiente de transmissão empírico para diversas latitudes (0° - 75°), obtêm-se a radiação solar difusa diária na presença de nuvens.

No cálculo da radiação solar global para médias mensais, é introduzido um fator de correção que inclui o albedo mensal. Barbaro et alii (1980) aplicaram-no em algumas estações actinométricas da Itália, e a comparação dos valores médios mensais da radiação solar global apresentou resultados satisfatórios.

- Simas (1980) estimou a radiação solar global, a difusa e a absorvida pela atmosfera, através de um modelo climatológico que considera o balanço de radiação de ondas curtas proposto por Lettau e Lettau (1969), já aplicado satisfatoriamente no Brasil para diferentes climas por Molion (1976). A parametrização envolve as quantidades de vapor d'água, de outros gases, de aerossóis, e de cobertura de nuvens. Os dados de entrada são retirados de tabelas e cartas meteorológicas. Depois de ajustado o modelo, comparou-se o albedo do topo da coluna atmosférica com o obtido pela NOAA, tendo sido encontrada boa concordância. Observou-se uma transmissividade média de 48%. Através de duas simulações, verificou-se que alterações na quantidade de aerossóis afeta mais a radiação global incidente na superfície terrestre do que a transmissividade atmosférica, a qual praticamente não é modificada (também) por alterações no albedo da superfície. Foi ainda constatado que a cobertura de nuvens é o fator dominante na incidência de radiação difusa na superfície.

A estimativa de radiação solar difusa que incide na superfície terrestre é difícil de ser obtida com boa precisão, devido aos processos de espalhamento simples e múltiplos que a radiação sofre ao interagir com a atmosfera. As funções de espalhamento envolvidas são extremamente complicadas e utilizam a teoria de Mie em relação à composição de aerossóis, incluindo ainda a nebulosidade, altitude solar, reflexão terrestre, altitude local e coordenadas geográficas (Robinson, 1966 e Schulze, 1976).

- Alves (1981) utilizou-se das formulações propostas por Paltridge e Platt (1976) e por Brooks (1959) para estimar a radiação solar global incidente em superfícies inclinadas de 0 a 90 graus, ao nível do solo, em condições de atmosfera livre de nuvens.

Neste trabalho verificou-se que a expressão que melhor estima a radiação solar direta incidente na superfície terrestre, em dias de atmosfera livre de nuvens, parece ser proposta por Brooks (1959) que inclui o vapor d'água, poeira e ar seco. Na obtenção da radiação solar difusa, utilizou-se a expressão proposta por Paltridge e Platt (1976), a qual considera como variável o ângulo solar zenital. Segundo Iqbal (1978), a radiação solar difusa apresenta valores aproximadamente constantes para ângulos zenitais menores que 60 graus, e no Midwest Plan Service (1980) verifica-se que a radiação solar difusa que atinge a superfície terrestre, para a atmosfera livre de nuvens, corresponde em média a 15% da radiação solar global, quando espalhada por ar seco e aerossóis.

Para a obtenção de um resultado mais significativo, este método deveria se restringir para cada região particular de estudo, onde a parametrização das influências devem ser específicas.

2.4 - MÉTODO INDIRETO VIA SATÉLITE

Neste item será apresentado um apanhado geral sobre satélites meteorológicos e as pesquisas realizadas com a utilização destes.

2.4.1 - SATÉLITES METEOROLÓGICOS

O desenvolvimento de satélites meteorológicos já vem sendo efetuado há duas décadas, sendo que o primeiro pertencia ao sistema TIROS (Television and Infra-Red Observation Satellite), estando sincronizado com o Sol e tendo período de precessão nodal de um ano, sendo portanto de órbita polar heliossíncrona, estando a uma altitude de 850 quilômetros e com uma inclinação na órbita de aproximadamente 99 graus. Alguns anos depois era lançado o primeiro satélite de órbita geostacionária, o ATS-1 (Applications Technology Satellite), que possuía o período orbital igual ao período de rotação da Terra, o qual permanecia estacionário em relação a esta, estando a uma altitude de 36.000 quilômetros e com plano da órbita coincidente com o plano do equador terrestre (inclinação nula).

Atualmente, com a terceira geração de satélites, encontram-se em órbita os satélites esquematizados na Figura 2.1 os quais são os responsáveis pelo monitoramento do tempo. Os satélites de órbita polar NOAA-6 e NOAA-9, da série TIROS-N (norte-americano), operam simultaneamente, sendo que a diferença entre eles reside no sentido de rotação orbital e suas informações são transmitidas de seis em seis horas, no caso dos dois satélites. Os satélites de órbita geostacionária que se encontram em operação são: dois satélites norte-americanos da série SMS/GOES (Synchronous Meteorological Satellite/Geostationary Operational Environmental Satellite), o METEOSAT da comunidade Européia, o INSAT, indiano, e o GMS, satélite japonês. Os satélites geostacionários fornecem informações de trinta em trinta minutos, permitindo o acompanhamento das situações atmosféricas com maior repetitividade.

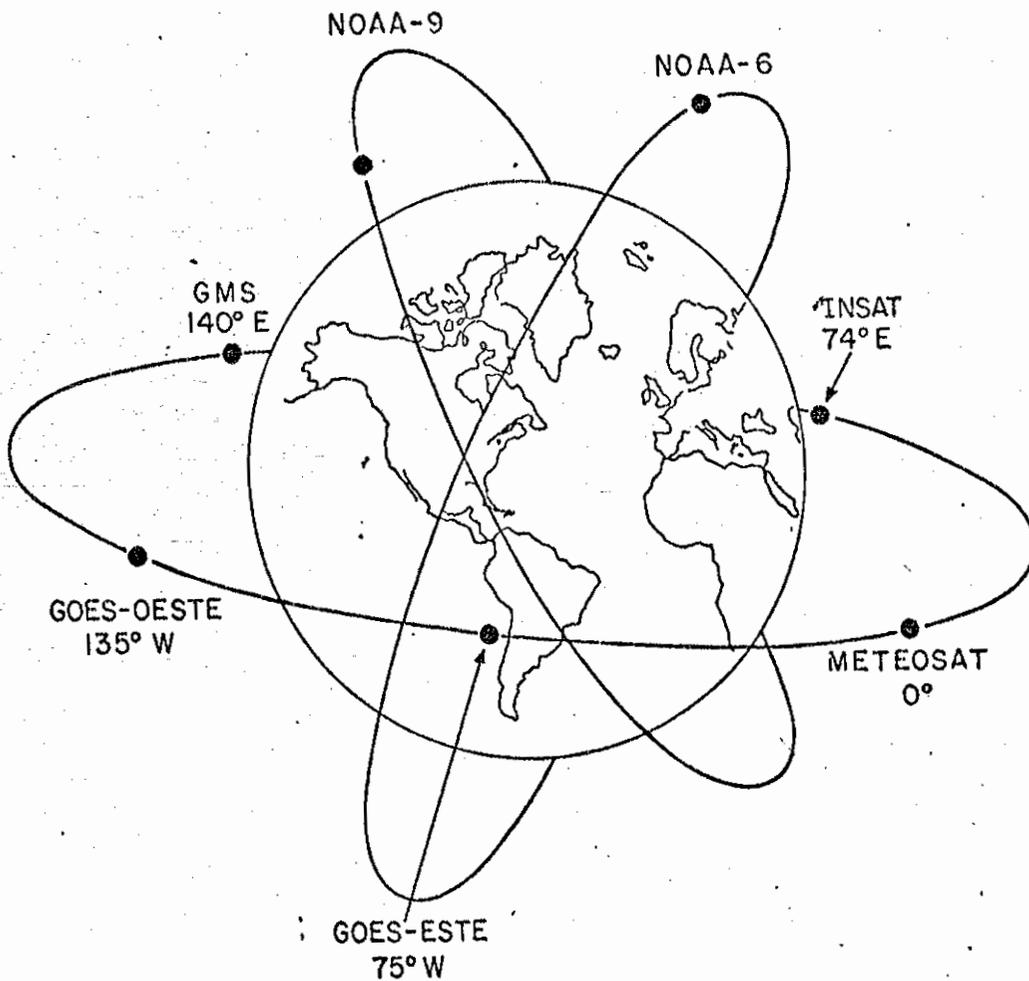


Fig. 2.1 - Órbita dos satélites meteorológicos.

Usualmente, as informações que cobriam o território brasileiro até julho de 1984 eram provenientes do GOES-5 (75°W), conhecido como GOES-LESTE. Desde então o satélite GOES-6 (108°W), ou seja, GOES-OESTE, se desloca entre as posições 98°W e 108°W com a finalidade de cobrir territórios de interesse do National Weather Service (NWS) - EUA; isto até meados de maio de 1986, prazo estipulado para o lançamento de um novo satélite geostacionário posicionado em 75°W. Os sinais são recebidos pela Estação de Recepção e Gravação de Imagens do INPE, em Cachoeira Paulista, São Paulo, que também possui capacitação para receber as imagens enviadas pelo satélite da comunidade Européia (METEOSAT), com o qual se observa a região costeira do Brasil.

Os processos de cobertura da superfície são realizados com radiômetros, compondo-a no sentido norte-sul. No GOES esta é feita pelo "Visible and Infrared Spin Scan Radiometer Atmospheric Sounder" (VAS) que coleta a energia através de oito sensores na faixa espectral de 0,55 a 0,75 μm , e a radiação emitida pela superfície terrestre e nuvens (termal) é detectada por dois elementos sensitivos, na faixa espectral de 10,5 a 12,6 μm . O VAS é programado para transmitir, além dos dados do espectro visível (luz refletida) e infravermelho (radiação termal), informações do perfil de temperatura e conteúdo de vapor d'água atmosféricos.

A resolução radiométrica do canal infravermelho é dada por 8 "bits" os quais permitem representação de 256 níveis de cinza, que reproduzem a variação de temperatura de 160 a 330K. A resolução radiométrica do canal visível é dada por 6 "bits", ou seja, equivalente a 64 níveis de cinza (count), os quais representam valores de albedo, variando de 0 a 100%.

Os satélites geostacionários da série GOES apresentam uma resolução espacial dependente das características de imageamento de cada canal. Tanto no canal infravermelho como no vapor d'água, a resolução espacial é definida através da observação de uma linha em cada rotação, o que implica uma resolução de 7 por 3 km no ponto subsatélite (no Equador). No canal visível são observadas oito linhas paralelas a cada rotação, o que define uma resolução espacial de aproximadamente 1 km² no ponto subsatélite, conforme descrição de Hambrick e Phillips (1980). A imagem completa do

disco consiste em 14.568 linhas no espectro visível e 1.821 linhas no infra vermelho. O intervalo de tempo necessário para cobri-lo é de 18 minutos, mas a imagem do disco todo é normalmente programada para aproximadamente 30 minutos, período definido como sua resolução temporal. Em certas ocasiões especiais, como por exemplo presença de furacões próximos às costas dos Estados Unidos, a operação varia, ou seja, são imageadas as áreas menores com maior frequência.

Muitos fatores influenciam negativamente a exatidão destes dados, tais como: a imprecisão da constante solar; a obtenção das medidas de radiação total, refletida e emitida pelo sistema Terra-atmosfera, vistas pelo satélite, inferidas de medidas filtradas; a degradação dos sensores em órbita; a calibração inicial imprecisa; a trajetória aparente do satélite geostacionário que descreve um pequeno oito distorcido (para um observador fixo na superfície da Terra) no período de um dia; e outras fontes de erro. Porém, técnicas têm sido desenvolvidas para fornecer uma maior confiabilidade de nos dados.

A calibração de informação no canal visível é realizada utilizando o brilho máximo do disco solar refletido no espelho do satélite, e o brilho da Terra à meia-noite (ou o brilho do espaço). A estes brilhos são atribuídos os valores "count" (CT) 63 e 0, respectivamente. Segundo Norton et alii (1980), os valores intermediários seguem uma função quadrática, mostrada na Figura 2.2.

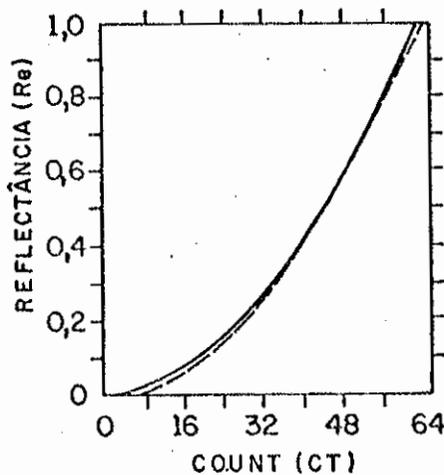


Fig. 2.2 - Comparação de calibrações.

A linha cheia foi determinada por Norton et alii (1980) e a linha tracejada por Smith e Loranger (1977).

FONTE: Norton et alii (1980). p. 643.

A forma analítica desta função, que fornece a transformação de valores de "counts" em valores de reflectância (Re), ou vice-versa, é dada por:

$$CT = 63 Re^{1/2}. \quad (2.4)$$

É verificada a necessidade de fazer uma calibração para cada um dos oito sensores que formam o canal visível, devido ao fato de estes responderem diferentemente para uma mesma região. Esta calibração é feita tomando B(i) e A(i) equivalentes ao brilho do Sol e do espaço, respectivamente. Norton et alii (1980) apresentaram o modelo para cada detector "i" (i = 1, ..., 8) na forma

$$I/I_b = B(i) [CT(i)^2 - A(i)] \quad (2.5)$$

ou em termos de refletividade

$$Re = B(i) [CT(i)^2 - A(i)], \quad (2.6)$$

onde I representa a intensidade da corrente elétrica obtida ao observar uma superfície qualquer e I_b é a intensidade da corrente para uma superfície branca. Para um caso ideal $(CT)_{ideal} = 63^2 I/I_b$.

Devido à presença de forças perturbadoras, o plano orbital do satélite não coincide perfeitamente com o plano do equador terrestre. Como consequência, um ponto fixo em coordenadas terrestres (latitude e longitude) não será representado pelas mesmas coordenadas de imagem (linha, elemento, determinando um "pixel") para imagens obtidas em instantes diferentes.

Este problema foi solucionado por Hambrick e Phillips (1980) que "navegaram" a imagem de tal forma a fazer uma relação precisa entre o sistema de referência do satélite (pixel) e as coordenadas terrestres, possibilitando que, através da conversão do valor de brilho (count) de um "pixel" na imagem, em radiância, pudesse ser identificado um ponto definido na superfície terrestre.

2.4.2 - MODELOS

Um dos primeiros trabalhos realizados com o intuito de estimar a radiação solar incidente na superfície terrestre, utilizando informações de satélites meteorológicos, foi realizado por Hanson et alii (1967). Este baseava-se no princípio de conservação da energia radiante, onde parte da radiação solar incidente no topo da atmosfera é refletida para o espaço e absorvida pela Terra e atmosfera. O método utiliza dados do TIROS IV e medidas de radiação na superfície. Os resultados indicaram que, da radiação solar incidente no topo da atmosfera, 40% era refletida, 13% era absorvida pelas nuvens e atmosfera e os 47% restantes eram absorvidos pela superfície. Observou-se também que a absorção atmosférica variava, aproximadamente, de 10%, para uma atmosfera seca, a 20% para uma atmosfera úmida, isto é, a absorção atmosférica aumenta com a umidade.

Atualmente, a estimativa de radiação solar incidente na superfície terrestre via satélite vem sendo estudada por técnicas estatísticas e modelos físicos. A técnica estatística estima a radiação solar pelo uso de uma relação empírica, determinada com dados de imagens dos satélites e dados meteorológicos convencionais. O modelo físico utiliza imagens de satélite como parâmetros necessários para o cálculo da radiação solar incidente na superfície, através da teoria de transferência radiativa.

Entre as técnicas estatísticas encontram-se os trabalhos realizados por Hanson (1976), Vonder Haar e Ellis (1978), usando satélites de órbita polar, e de Hanson e Hay (1979) e Tarpley (1979), utilizando satélites de órbita geoestacionária. Os trabalhos posteriores com enfoque estatístico se baseiam na técnica de Tarpley.

Hanson (1976) desenvolveu uma relação empírica para obter a radiação solar global média incidente na superfície terrestre. Para isto, utilizou medidas de radiação solar global incidente, obtidas com piranômetros em duas ilhas tropicais, e dados de cobertura de nuvens, definidos em termos de quantidade de área e tempo de cobertura, obtidos por satélites. Hanson aplicou-a para região tropical (30°N a 30°S).

De posse dos valores de radiação solar global para esta região, juntamente com estes valores obtidos para a região extratropical (Ashbel, 1961 e London e Sasamori, 1971), Hanson estimou que a radiação solar global média incidente na superfície terrestre valia $199,5 \text{ W/m}^2$. Ao assumir o albedo global de 11,4% e a constante solar igual a 1360 W/m^2 , este autor obteve, em termos percentuais da radiação solar global média, uma absorção de 19% pela atmosfera, 52% da absorção pela superfície e 29% para o espaço.

Utilizando imagens do satélite geostacionário, Tarpley (1979) desenvolveu técnicas de regressão para obter a radiância nos alvos de área de $50 \times 50 \text{ km}^2$, com atmosfera livre de nuvens. Os coeficientes foram calculados a partir de um conjunto de observações, onde situações com nuvens, assim como situações com ângulos solar zenital maior que 85 graus, foram eliminadas. Na estimativa de radiação solar incidente na superfície terrestre de hora em hora, levam-se em consideração as variações geográficas do albedo e a quantidade de nuvens, estando estas divididas em três categorias: atmosfera livre de nuvens, semi-coberta (50%) e totalmente coberta. Verificou-se que a radiação solar incidente na superfície de hora em hora estimada torna-se menos confiável com o aumento de nebulosidade. Nesta análise encontrou-se, no cálculo da radiação solar diária incidente na superfície um desvio padrão da ordem de 10% da radiação solar diária incidente na superfície, observada a partir de instrumentos de superfície. Foi também observado que o modelo superestima a radiação solar incidente na superfície, sob condições de cobertura total.

Tarpley (1979) simulou a estimativa de radiação solar diária incidente na superfície terrestre utilizando satélites de órbita polar e, para isto, analisou dois casos: com uma e com duas imagens do satélite de órbita geostacionária, por dia. Comparando as duas situações, verificou que, com uma única imagem diária, a estimativa é muito inferior à obtida com duas imagens, cujo coeficientes de correlação com os dados obtidos por piranômetros são 0,68 e 0,88 respectivamente. Desta forma, concluiu que a obtenção de uma boa estimativa somente seria possível se houvesse duas passagens diárias do satélite de órbita polar, uma no meio da manhã e outra no meio da tarde, sobre a mesma superfície iluminada. Uma vez que os satélites geostacionários fornecem maior número de informações, estes possibilitam uma estimativa muito mais precisa.

A elaboração de um modelo físico é baseado nos processos de transferência radiativa, e os dados utilizados em sua parametrização são: dados climatológicos, usados para estimar o espalhamento e a absorção; e dados obtidos a partir de satélites, que fornecem o albedo de superfície e de nuvens, além da quantidade de nuvens na região em estudo. Trabalhos com este enfoque têm sido realizados por Raschke e Preuss (1979), Gautier et alii (1980), Gautier (1981 e 1982), Moser e Raschke (1983) e Delorme et alii (1983).

Raschke e Preuss (1979) estimaram o fluxo de radiação solar em direção à superfície, na faixa de 0,2 a 4,8 μm , através de dados de radiação do satélite de órbita polar Nimbus-3, utilizado para detectar a fração de nuvens na área alvo, levando em consideração situações de ausência de nuvens e cobertura total, em uma camada fixa. Comparações com medidas feitas na superfície mostram uma superestimativa na radiação solar média incidente na superfície.

Gautier et alii (1980), além de sintetizarem as informações físicas de uma maneira geral, aplicaram uma formulação simples no estudo de transferência radiativa. No modelo físico da atmosfera, é realizada a parametrização dos efeitos de espalhamento de Rayleigh, absorção pelo vapor d'água, e reflexão e absorção por nuvens, verificando-se a necessidade de dois tipos de parametrização nos processos de radiação atmosférica: a atmosfera livre de nuvens e com nuvens. Neste modelo os valores de reflectância (albedo normalizado) são obtidos a partir das transformações dos valores de "counts" das imagens de satélite geostacionário, através da equação de calibração proposta por Norton et alii (1980) (Equações 2.4 e 2.5).

O teste deste modelo foi realizado para algumas cidades do Canadá com imagens de satélite (resolução espacial de aproximadamente 2 km^2 para o ponto subsatélite) registradas durante a primavera e verão de 1978. Foi estimada a radiação solar incidente na superfície de hora em hora e diária. A comparação dos resultados calculados da radiação solar diária incidente na superfície, obtidos por satélite, com aqueles obtidos através de integração dos dados de piranômetro, em noventa dias de coleta em três estações específicas, apresenta um desvio padrão de 5% em relação ao valor médio medi

do, em dias de atmosfera livre de nuvens. Em dias de cobertura total, o desvio padrão encontrado foi de 15% em relação ao medido. Verificou-se a existência de um desvio padrão maior na presença de nuvens cirrus, caso em que a radiação solar incidente na superfície foi superestimada. Verificou-se que este modelo estima a radiação solar diária incidente na superfície, para vários tipos de nuvens, com desvio padrão menor de 9% da radiação solar média incidente na superfície medida por piranômetros.

Muitos trabalhos têm sido realizados com base no modelo físico de Gautier et alii (1980), o qual fornece bons resultados.

Arai e Almeida (1982), baseados no modelo de Gautier et alii (1980), estimaram a radiação solar incidente na superfície para alguns horários preestabelecidos, em Bauru, sob condições de atmosfera livre de nuvens. Neste trabalho, foram utilizadas imagens no canal visível do satélite meteorológico GOES-5, e o sistema de navegação implementado por Conforte et alii (1983). Neste trabalho verificou-se a viabilidade de gravação, navegação, setorização e processamento de imagens de satélite no canal visível. Foi observado que correções devidas à deterioração dos sensores não provocam mudanças significativas nos resultados, e que a formulação proposta por Smith (1966), e implementada para o Hemisfério Sul (por Viswanadham (1981)), mostrou ser uma boa estimadora de conteúdo de água precipitável na atmosfera.

Moser e Raschke (1983) determinaram a radiação global incidente na superfície através de medidas de radiância, obtidas do satélite geoestacionário Meteosat-1. Este método utiliza os processos de transferência radiativa, calculados com parâmetros obtidos sobre bases estatísticas (Tarpley, 1979). Os resultados indicam que é possível reproduzir o campo de radiação global com variação temporal e espacial, fornecendo suficiente precisão para muitos usos.

Diak e Gautier (1983) modificaram o modelo físico de Gautier et alii (1980) incluindo a absorção pelo ozônio, até então negligenciado, além de eliminarem alguns erros sistemáticos, apontados por Diak et alii (1982), através de correções tais como: minimização dos erros introduzidos

pela navegação e correção empírica para nuvens menores que o campo de visão do sensor.

No modelo aprimorado, verificou-se que, para o mesmo conjunto de dados, a radiação solar diária incidente na superfície, calculada a partir do satélite, apresentada um desvio padrão de 8,5% em relação à radiação solar média incidente na superfície obtida por piranômetro, ou seja, o desvio padrão foi reduzido de 0,5% em comparação ao modelo inicial. Através desta revisão bibliográfica, verificou-se que métodos de determinação da radiação solar armazenada ao nível da superfície, utilizando imagens de satélite, podem ser aprimorados.

Inúmeros estudos têm sido aplicados à interação nuvens - radiação solar. Derr (1980) verificou que nuvens de diferentes espessuras afetam diferentemente a radiação solar, ou seja, nuvens baixas (compostas de gotas d'água) são mais eficientes na redução da radiação solar do que nuvens altas (compostas de cristais de gelo). Isto ocorre devido às diferenças nas espessuras das nuvens e as propriedades de espalhamento e absorção das partículas d'água e de cristais de gelo. Concluiu também que nuvens altas e tênues (cirrus e cirrostratus), compostas de cristais de gelo, praticamente não atenuam a radiação solar; já nuvens altas como cirrocumulus, que podem ser compostas de gotas d'água super-resfriadas, ou de uma mistura água e gelo, apresentam considerável atenuação da radiação solar.

2.5 - MODELOS UTILIZADOS

Neste trabalho pretende-se fazer comparações entre os métodos e medidas de piranômetros, assim como comparações com os métodos entre si. Para isto tentou-se escolher o modelo mais representativo dentro de cada método.

2.5.1 - MODELO UTILIZADO PARA O MÉTODO SEMIDIRETO

A estimativa de radiação solar global incidente na superfície, que utiliza medidas de brilho solar, será baseada no modelo de Bennett (1965), dado pela Equação 2.2. Este modelo necessita da quantidade de radiação solar

incidente em uma superfície horizontal no topo da atmosfera (E_0), deduzida por Liou e Jordan (1960), e conhecida como valor de Ångot, expressa por:

$$E_0 = 1440 S_0 (\bar{R}/R)^2 [\text{Th} \sin\phi \sin\delta + \cos\phi \cos\delta \sin\text{Th}], \quad (2.7)$$

onde S_0 é a constante solar, igual a 1353 W/m^2 ; ϕ é a latitude em graus; δ é a declinação solar em graus; Th é a metade do dia, isto é, representa as horas do nascer ou pôr do Sol até o meio dia em radianos; e (\bar{R}/R) é a razão da distância média pela distância instantânea entre o Sol e a Terra.

Iqbal (1983) referenciou outro valor para a constante solar, ao analisar os valores atribuídos a esta. O valor da constante solar citada no parágrafo anterior é a adotada pela National Aeronautics and Space Administration (NASA), que possui um erro de $\pm 21 \text{ W/m}^2$ devido à utilização de um pireliômetro com precisão de $\pm 3\%$, precisão esta obtida de registros de radiação solar espectral em altitudes elevadas, eliminando, assim a atenuação por aerossóis e vapor d'água. A World Meteorological Organization (WMO), reexaminando os registros com o uso de um radiômetro de referência mundial (WRR), obteve uma nova constante (1367 W/m^2) com pequeno desvio padrão ($1,6 \text{ W/m}^2$) e um erro máximo (7 W/m^2) menor que o estimado pela NASA.

O ângulo horário deve ser obtido pela equação

$$t = \arccos(-\cos\phi \cos\delta), \quad (2.8)$$

onde t é o ângulo horário em radianos.

O intervalo máximo de tempo (N) durante o qual a radiação solar pode alcançar uma dada superfície, denominado duração astronômica do dia (período diurno), é dado por:

$$N = 2t/15. \quad (2.9)$$

Esta expressão é apresentada em alguns livros, como por exemplo, Duffie e Beckman (1974) e Iqbal (1983).

A declinação solar $\bar{\delta}$ é dada pela equação de Cooper (1969) expressa por:

$$\delta = 23,45^{\circ} \text{ sen } [360^{\circ} (284 + N_j)/365], \quad (2.10)$$

onde N_j é o dia do ano.

A razão $(\bar{R}/R)^2$ é dada pela formulação de Paltridge e Platt (1976) por apresentar exatidão maior do que 10^{-4} :

$$\begin{aligned} (\bar{R}/R)^2 = & 1,00011 + 0,034221 \cos \xi + 0,00128 \text{ sen } \xi + \\ & 0,000719 \cos 2\xi + 0,000077 \text{ sen } 2\xi, \end{aligned} \quad (2.11)$$

onde $\xi = 2N_j/365$.

2.5.2 - MODELOS UTILIZADOS PARA O MÉTODO INDIRETO-CONVENCIONAL

A radiação solar global incidente na superfície terrestre resulta da adição da radiação solar direta com a radiação solar difusa incidente na superfície. Para estimá-la serão utilizados o modelo de Brooks (1959) para a radiação direta e os modelos de Archer (1964) e Barbaro et alii (1979) para a radiação solar difusa.

O modelo de Brooks estima a radiação solar direta incidente na superfície, $S_d(\theta)$, em uma atmosfera livre de nuvens, sendo expressa por:

$$\begin{aligned} S_d(\theta) = S_0 (\bar{R}/R)^2 \exp [- 0,089 (p_m/1013)^{0,75} - 0,174 (u_m/20)^{0,6} - \\ + 0,083 (d_m)^{0,9}], \end{aligned} \quad (2.12)$$

onde θ é o ângulo solar zenital, e a parte exponencial representa a transmissão atmosférica para a radiação solar direta que depende da pressão atmosférica p , da massa ótica de ar m , da quantidade de água precipitável u na direção zenital e do parâmetro adimensional de poeira d .

A massa ótica de ar seco é dada pela relação:

$$m = \text{sen}\theta, \quad (2.13)$$

que, segundo Paltridge e Platt (1976), apresenta erros decorrentes da curvatura e refração da atmosfera, de aproximadamente 0,25% ao nível do solo, para θ igual a 60 graus, atingindo 10% para θ igual a 85 graus.

O conteúdo de água precipitável foi obtido por Smith (1966) para o Hemisfério Norte e adaptado para o Hemisfério Sul por Vishwanadham (1981), sendo expresso por:

$$u = \exp [0,1133 - \ln (\lambda + 1) + 0,0393 T_d], \quad (2.14)$$

onde λ é uma constante que depende da latitude e da estação do ano, apresentada pela Tabela B.1 do Apêndice B (Vishwanadham, 1981) e T_d é a temperatura do ponto de orvalho ($^{\circ}\text{F}$).

A dedução da Equação 2.14 encontra-se no Apêndice A; a tabela que relaciona a temperatura do ar e a pressão do vapor d'água com a temperatura do ponto de orvalho encontra-se no Apêndice C.

O parâmetro adimensional de poeira foi estimado conforme Brooks (1959), ou seja, através da média dos diversos valores encontrados para este parâmetro, onde:

$$d = \{-12,048 \ln [S_{\downarrow}/(S_0 (\bar{R}/R)^2)] - 1,072 (\text{pm}/1013)^{0,75} - 2,096 (\text{um}/20)^{0,6}\}^{10/9} / \text{m}. \quad (2.15)$$

que, segundo Schulze (1976), varia entre 0,2 e 3.

O valor da radiação solar direta instantânea envolvida na Equação 2.12 é determinado conforme Robinson (1966) e Paltridge e Platt (1976) por:

$$S_{\downarrow} = (E_{g\downarrow} - E_{d\downarrow})/\text{cos}\theta, \quad (2.16)$$

onde $E_{g\downarrow}$ e $E_{d\downarrow}$ são medidas instantâneas das radiação solar global e difusa, respectivamente.

A radiação solar difusa incidente num plano horizontal sob situação de céu sem nuvens, apresentada por Albrecht (1951) e posteriormente avaliada por Barbaro et alii (1979), é dada por:

$$E_{d\downarrow} = k * (S_{u\downarrow} - S_{\downarrow}) * \cos(\theta), \quad (2.17)$$

onde K é um coeficiente empírico dado por:

$$K = 0,5 * \cos(\theta) \quad (2.18)$$

e S_{\downarrow} é a radiação solar direta incidente na superfície terrestre, e $S_{u\downarrow}$ é a radiação solar direta na ausência do espalhamento, sendo considerada somente a absorção pelo vapor d'água, ou seja:

$$S_{u\downarrow} = F_0 * (1 - a(u)), \quad (2.19)$$

onde $a(u)$ é o coeficiente de absorção solar pelo vapor d'água determinado por Paltridge (1973).

Paltridge (1973), utilizando as formulações de Yamamoto (1962), obteve as seguintes expressões para o cálculo deste coeficiente:

$$a(u) = 0,099 * u^{0,34} \text{ para } u > 0,05 \text{ cm} \quad (2.20)$$

e

$$a(u) = 0,14 * u^{0,44} \text{ para } u < 0,05 \text{ cm}, \quad (2.21)$$

os quais fornecem uma precisão de 4 a 5% e um desvio de 1 a 2%.

Outra metodologia mais simples para situação de céu limpo, formulada por Archer (1964) e apresentada por Schulze (1976) para estimativa da radiação solar difusa, é expressa por:

$$E_d \downarrow = \bar{E}_{d_{12}} * [\cos(\theta)]^{0,5}, \quad (2.22)$$

onde $\bar{E}_{d_{12}}$ é a média da radiação solar difusa quando o Sol está no zênite.

2.5.3 - MODELO UTILIZADO PARA O MÉTODO INDIRETO VIA SATÉLITE

Este método será baseado no modelo físico de Gautier et alii (1980). A decisão quanto ao uso do modelo atmosférico para a atmosfera livre de nuvens, ou com nuvens, deve ser dada pela análise de imagens onde não se verifica a presença de nuvens na região de interesse. Estipula-se, então, através da análise de algumas imagens, o valor de brilho de referência, a partir do qual considera-se a presença de nuvens.

2.5.3.1 - MODELO UTILIZADO PARA A ATMOSFERA LIVRE DE NUVENS

A energia radiante percebida pelo satélite é dependente da radiação solar incidente no topo da atmosfera que, por sua vez, é função do ângulo solar zenital e do albedo planetário.

Considera-se neste modelo um espalhamento isotrópico e o vapor d'água como a única componente atmosférica que absorve a radiação solar; logo, o fator determinante da radiação solar é a espessura integrada da camada de vapor d'água atmosférico, fator determinado por Smith (1966) (Apêndice A).

Coulson (1959) verificou que o coeficiente de reflexão da radiação solar direta é somente função do ângulo solar zenital, tendo considerado isotrópica a reflexão na determinação do coeficiente de reflexão da radiação solar difusa.

A formulação para a absorção pelo vapor d'água e este efeito é expressa pelas Equações 2.20 e 2.21 de Paltridge (1973).

A esquematização da radiação solar direta vista pelo satélite é representada pela Figura 2.3, onde "A" representa a absorção atmosférica, "E" o espalhamento atmosférico, e F_0 o fluxo radiante de ondas curtas instantâneo no topo da atmosfera, dado por $S_0 \cos \theta$.

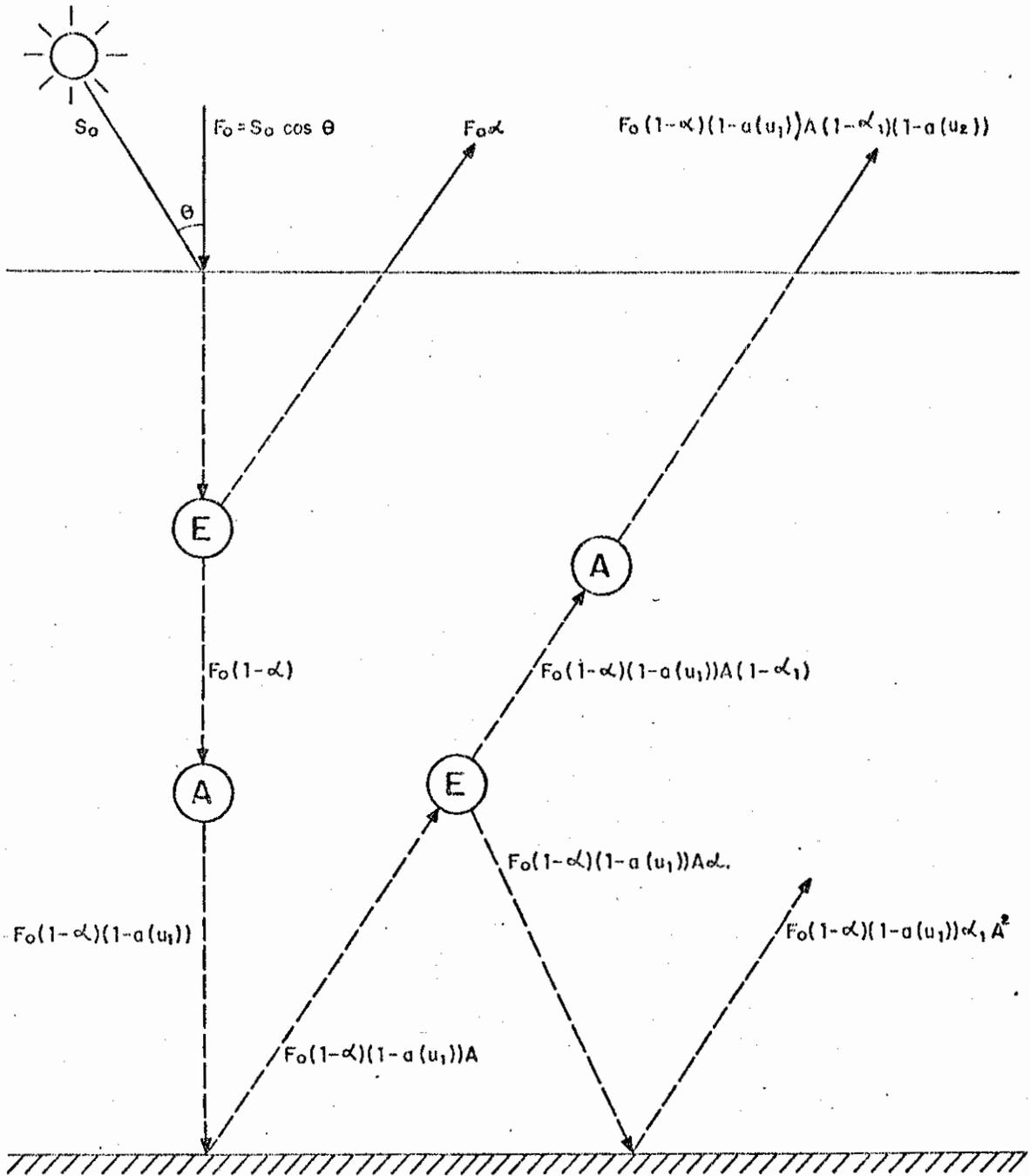


Fig. 2.3 - Transferência radiativa para uma atmosfera livre de nuvens.

FONTE: Gautier et alii (1980), p. 1006.

Através da Figura 2.3 verifica-se que o fluxo de radiação de ondas curtas dirigido para o satélite ($E_{W\uparrow}$) é:

$$E_{W\uparrow} = F_0\alpha + F_0(1-\alpha)[1-a(u_1)][1-a(u_2)](1-\alpha_1)A, \quad (2.23)$$

sendo obtido através da transformação de valores de "counts" em valores de reflectância (albedo normalizado), dada pela Equação 2.4, ou

$$E_{W\uparrow} = R_e F_0, \quad (2.24)$$

onde α é o coeficiente de reflexão direta e α_1 é o coeficiente de reflexão difusa, obtidos por Paltridge (1973) para uma situação sobre o oceano rugoso, e cujos valores encontram-se tabelados no Apêndice D.

O albedo da superfície pode ser calculado pela relação existente entre o fluxo de radiação solar visto pelo satélite e o fluxo de radiação incidente na superfície terrestre, ou através de manipulação da Equação 2.23, o que resulta:

$$A = (E_{W\uparrow} - F_0\alpha) / [(F_0(1-\alpha)(1-a(u_1))(1-a(u_2))(1-\alpha_1))]. \quad (2.25)$$

A radiação solar incidente na superfície é dada por:

$$E_{W\downarrow} = F_0(1-\alpha)(1-a(u_1))(1+A\alpha_1). \quad (2.26)$$

A quantidade de radiação solar armazenada na superfície será:

$$E_{wliq} = F_0(1-\alpha)(1-a(u_1))(1-A(1-\alpha_1) - A^2\alpha_1). \quad (2.27)$$

2.5.3.2 - MODELO COM NUVENS

Neste modelo, os processos descritos para uma atmosfera sem nuvens ocorrem acima e abaixo das nuvens, para o qual a reflexão e absorção serão tratadas também como isotrópicos.

A esquematização deste modelo é dada pela Figura 2.4.

Pouco se conhece sobre o efeito de absorção por nuvens (Liou, 1976; Towmey, 1970), e a aproximação adotada por Gautier et alii (1980) considera que a absorção varia de zero (para ausência de nuvens) a 0,2 (nuvens muito espessas), sendo que a reflexão por nuvens é o processo primordial na atenuação atmosférica (para situações com nuvens).

Através da Figura 2.4 pode-se verificar que a radiação solar vista pelo satélite será:

$$\begin{aligned}
 E_{W\uparrow} = & F_0\alpha + F_0 (1 - \alpha) (1 - a(u_1)_t) (1 - \alpha_1)Ac (1 - a(u_2)_t) \\
 & + F_0 (1 - \alpha) (1 - a(u_1)_t) (1 - Ac)^2 (1 - abs)^2 A(1 - a(u_1)_b) \\
 & \times (1 - a(u_2)_b) (1 - a(u_2)_t) (1 - \alpha_1), \quad (2.28)
 \end{aligned}$$

sendo que o índice t indica situação acima da nuvem e o índice b abaixo da nuvem. O primeiro e o segundo termo à direita da Equação 2.28 representam, respectivamente, a energia espalhada pela atmosfera, e a energia refletida por nuvens, vistas pelo satélite. O terceiro termo representa a energia refletida, do solo até o satélite, que atravessa a nuvem sendo esta negligenciada quando o albedo da superfície for pequeno, mas muito significativa para superfícies de gelo ou de neve.

A radiação solar incidente na superfície é dada por:

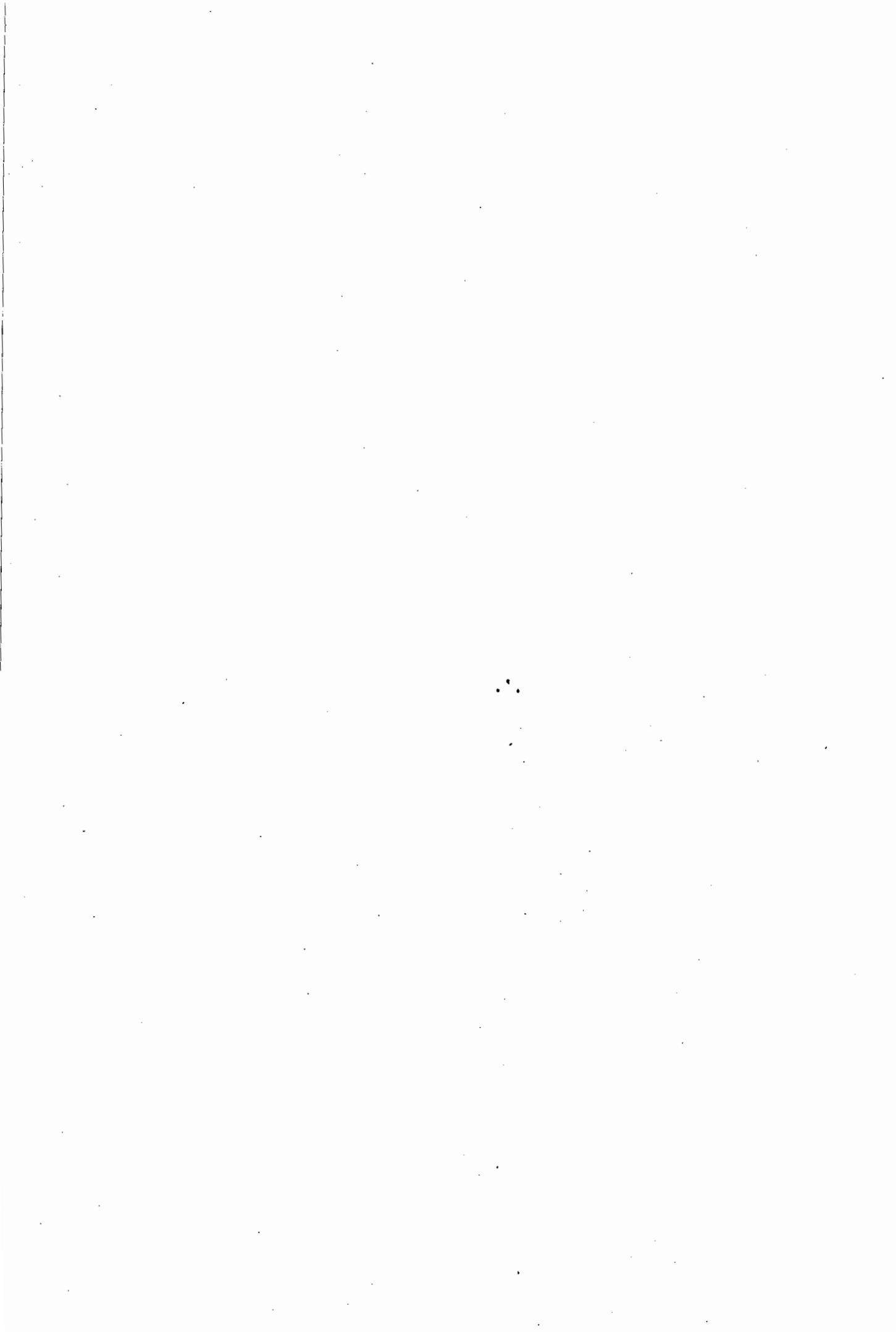
$$\begin{aligned}
 E_{W\downarrow} = & F_0 (1 - \alpha) (1 - a(u_1)_t) (1 - Ac) (1 - abs) (1 - a(u_1)_b)^* \\
 & (1 + A Ac (1 - a(u_2)_b))^2. \quad (2.29)
 \end{aligned}$$

Conhecendo o albedo de superfície e manipulando a Equação 2.29, obtêm-se o albedo da nuvem, dado por:

$$\begin{aligned}
 Ac = & 1 - 0,5 \pm \{ [0,25 + (PR/F_0 (1 - \alpha) (1 - \alpha_1) (1 - a(u_1)_t) (1 - a(u_2)_t)) \times \\
 & \times (E_{W\uparrow} - F_0 (\alpha + (1 - \alpha) (1 - \alpha_1) (1 - a(u_1)_t) (1 - a(u_2)_t)))]^{1/2} / PR, \quad (2.30).
 \end{aligned}$$

onde

$$PR = (1 - abs)^2 A(1 - a(u_1)_b)(1 - a(u_2)_b). \quad (2.31)$$



CAPÍTULO 3

DADOS

Para atingir o objetivo proposto, foram coletados dados (medidas de superfície e imagens de satélite) com vários tipos de cobertura, os quais variam de atmosfera livre de nuvens a totalmente encoberta. A região escolhida para o levantamento dos dados foi São José dos Campos, latitude $23^{\circ} 14'S$, longitude $45^{\circ} 51' W$ e altitude 644m.

A maneira pela qual foram coletados os dados é descrita a seguir.

3.1 - DADOS NECESSÁRIOS

As medidas de superfície necessárias para o desenvolvimento do trabalho, obtidas diversas vezes durante o dia, em intervalos regulares, são: radiação solar global, radiação solar difusa, radiação solar na faixa espectral correspondente à faixa do canal visível do satélite GOES (todas incidente na superfície terrestre), temperatura do ar, temperatura do bulbo úmido e pressão.

Além destas medidas, também devem ser feitas observações visuais necessárias aos ajustes dos parâmetros dos modelos, como: nebulosidade, cobertura do disco solar, intensidade do vento (forte, médio, fraco e ausência de vento) e existência de particulados atmosféricos. São também necessárias medidas de brilho solar e da radiação solar global integrada durante o dia.

Simultaneamente às medidas de superfície, devem ser gravadas as imagens do satélite GOES no canal visível, da região de interesse, com a maior frequência possível.

3.2 - MONTAGEM DOS EXPERIMENTOS

3.2.1 - PRIMEIRO EXPERIMENTO

O primeiro experimento foi realizado desde o final de setembro até o início de dezembro de 1983, sendo que os dias de observações foram muito espaçados devido ora à entrada de frentes, ora a problemas de gravação de imagens de satélite, e a máxima frequência de gravação foi de quatro imagens por dia, embora muitas apresentassem ruídos. Além disto, não foi possível o registro da radiação solar global integrada durante o dia, devido a problemas com o registrador.

3.2.2 - SEGUNDO EXPERIMENTO

O segundo experimento foi realizado em fevereiro de 1984, durante dezesseis dias, dos quais conseguiu-se apenas dois dias com todas as medidas necessárias, sendo que o intervalo de gravação de imagens de satélite foi de duas horas. As imagens de satélite de um dos dias apresentaram ruídos nas gravações.

Os instrumentos utilizados nestes dois experimentos encontram-se especificados no Apêndice E, através dos quais foram coletados, a cada hora e nos horários em que o satélite GOES-5 imageava São José dos Campos, as medidas de radiação solar global nas faixas espectrais referentes aos filtros WG7, OG1 e RG8 (Apêndice E, Tabela E.2), a radiação solar difusa, e as medidas meteorológicas de superfície. As demais observações visuais foram feitas com a mesma frequência.

Para obter a radiação solar global na mesma faixa do canal visível do satélite, fez-se a diferença entre os valores da radiação solar obtidos com o uso dos filtros OG1 e RG8, a menos de uma pequena correção, (Apêndice E), pelo fato de esta diferença não apresentar exatamente o mesmo intervalo espectral do canal visível do satélite.

3.2.3 - TERCEIRO EXPERIMENTO

O terceiro experimento foi realizado entre 20 de abril e 09 de maio de 1985. Esta data final foi estabelecida porque o satélite GOES-OESTE, que cobria o território brasileiro desde a desativação do GOES-LESTE em agosto de 1984, começava a mover-se de 108°W para 98°W , conforme especificações do European Space Agency (ESA, 1984).

O campo de visada do satélite GOES-6, na posição de 108°W , em contra-se esquematizado na Figura 3.1. As imagens digitais obtidas neste experimento foram previamente setorizadas, e o setor escolhido enquadrava, basicamente, o Estado de São Paulo.

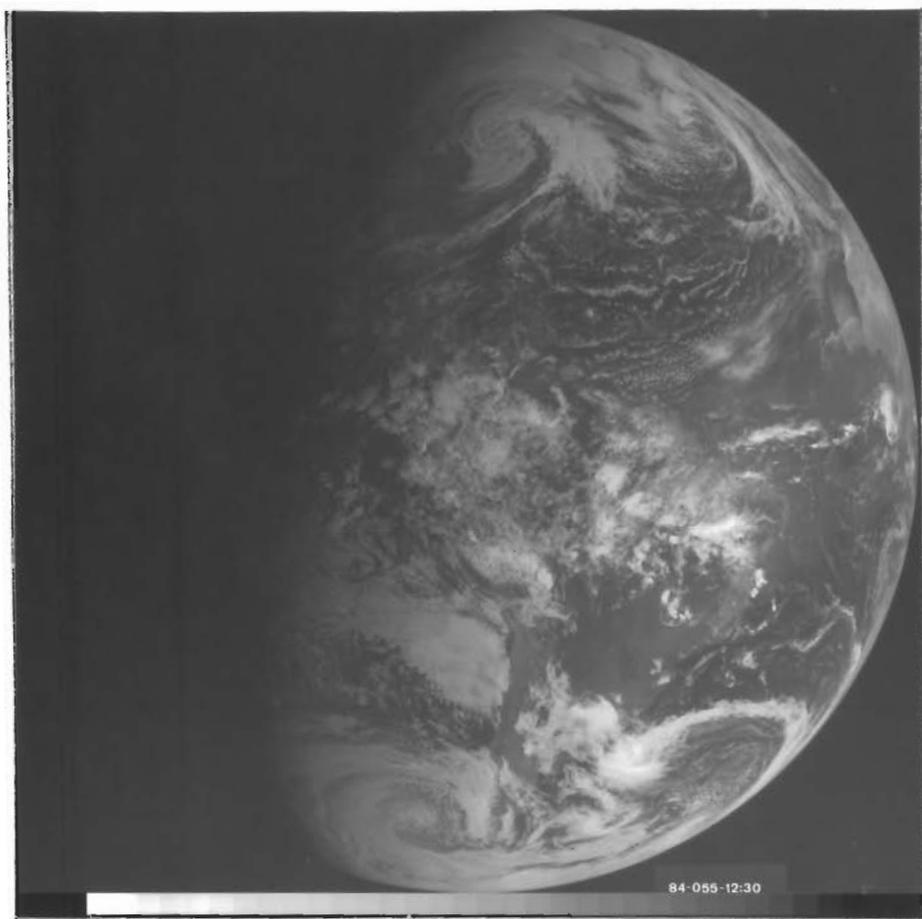


Fig. 3.1 - As três Américas vistas pelo satélite GOES-LESTE na posição de 75°W .

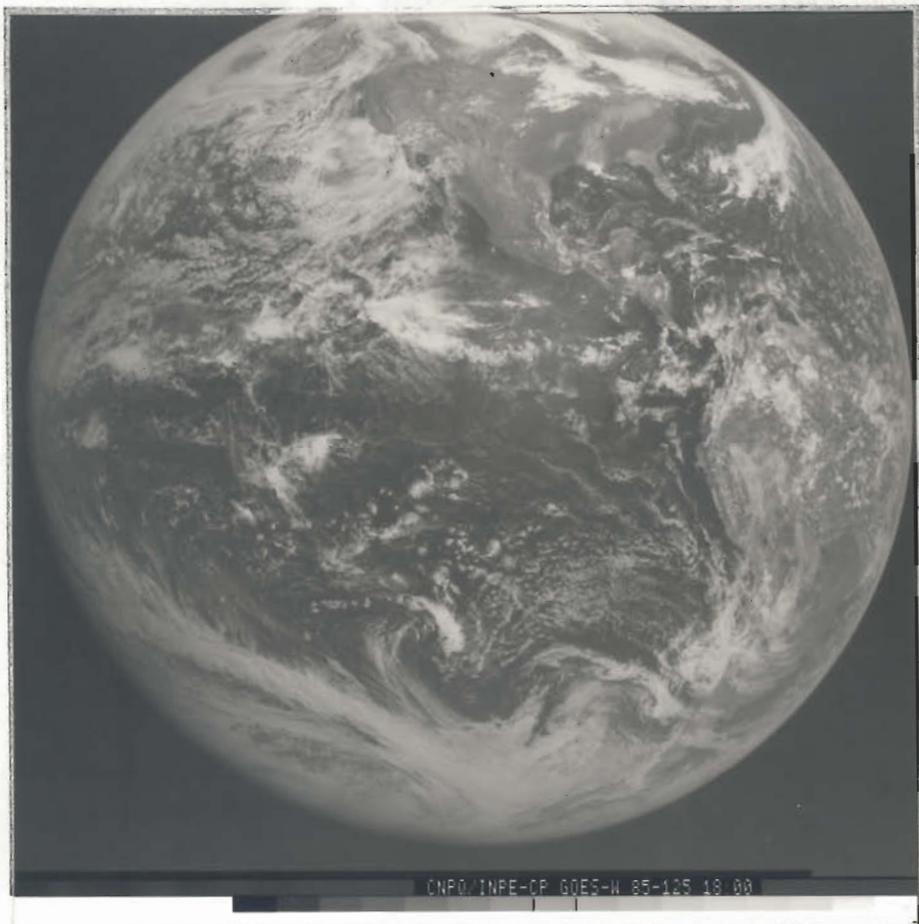


Fig. 3.2 - As três Américas vistas pelo satélite GOES-OESTE na posição de 108° W.

As imagens do satélite no canal visível foram gravadas, neste experimento, das 11 às 20 horas TMG (tempo médio de Greenwich), sendo excluídos os horários das 12 e 18 horas TMG, por serem horários sinóticos, e o das 17:30 horas TMG, por ser horário de transmissão de imagens no canal do vapor d'água.

3.2.3.1 - SISTEMA AUTOMÁTICO DE AQUISIÇÃO DE DADOS (SAAD)

A coleta de dados, com exceção da temperatura do ponto de orvalho, foi obtida com um sistema automático de aquisição de dados (SAAD) programável quanto ao número de sensores e intervalo de medida. Em cada coleta é enviado um sinal de sincronismo, dado para o reconhecimento das informações, seguido das referências de tempo: dia, hora e minuto, mais as informações dos sensores.

Utilizaram-se cinco sensores: um para pressão e quatro para radiação (com filtros GG14, RG8 e WG7 e um com anel, os quais se encontram especificados no Apêndice E).

Estipulou-se, por conveniência, o intervalo de tempo para a aquisição de dados de um minuto. Assim, a cada minuto, a estação fazia a leitura dos sensores e enviava ao computador, um micro Apple-II (da Unitron), o valor do sincronismo, o tempo e os dados dos cinco sensores.

Os sinais analógicos provenientes dos sensores foram amplificados, obtendo-se uma escala de 0 a 5 Volts, e depois convertidos em forma digital. A precisão dos dados registrados é dada pela soma do produto entre a precisão de cada sensor e seu respectivo ganho, com a precisão da conversão. Esta última é dada pelo produto da razão entre a voltagem máxima de entrada, neste caso de 5 Volts, e o número de discretização possível do conversor analógico-digital (A/D de 8 bits), com o valor da metade da menor medida possível (1/2 bits), o que resulta numa precisão digital de 10 mV.

A Figura 3.3 apresenta um diagrama de blocos que esquematiza o sistema utilizado, onde "S_i" são os sensores e "G_i" os ganhos.

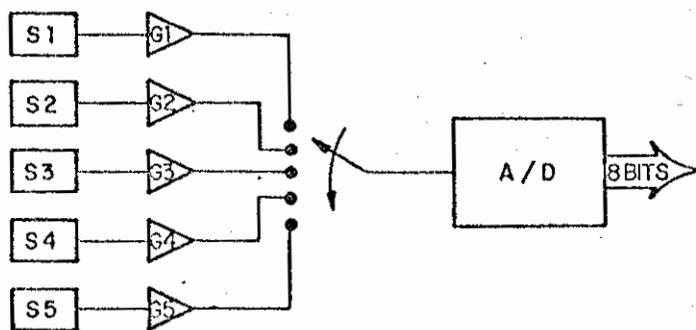


Fig. 3.3 - Diagrama de blocos dos sensores e conversor.

Os problemas que poderiam influenciar os dados registrados através desta estação automática são: interferência no sistema de blindagem, tamanho do cabo e sua conexão com os sensores.

A temperatura do ponto de orvalho, obtido indiretamente com o psicrômetro (Apêndice E), e as observações visuais foram feitas com espaçamento de trinta minutos e em horários coincidentes com o imageamento de São José dos Campos pelo canal visível do satélite GOES-6.

3.2.3.2 - INTERCALIBRAÇÃO DOS PIRANÔMETROS

Sendo confiável o sistema automático de aquisição de dados, para estar seguro do tipo de resposta oferecido pelos piranômetros, é necessário fazer uma intercalibração, a qual foi realizada antes do início das coletas de dados deste experimento.

Para isto, registrou-se de minuto em minuto, durante todo o dia juliano 95 (o calendário juliano encontra-se na Tabela F.1, Apêndice F), a radiação solar global incidente nos quatro piranômetros especificados no Apêndice E (Tabela E.1), todos com o filtro WG7, transparente à radiação solar visível. Considerou-se um dos piranômetros do INPE como padrão (constante de calibração igual a $8,49 \cdot 10^{-3} \text{ mV/Wm}^{-2}$ por ter sido aferido recentemente (ENHALT, 1986). Os desvios médios de cada piranômetro, em relação ao piranômetro considerado "padrão", estão indicados na Tabela 3.1. Nesta comparação verificou-se um erro de aproximadamente 20 W/m^2 .

TABELA 3.1

INTERCALIBRAÇÃO DOS PIRANÔMETROS EM RELAÇÃO AO PSP
(CTE = $8,49 \cdot 10^{-3} \text{ mV/Wm}^{-2}$)

PIRANÔMETRO	DESVIO MÉDIO $X_i - X_p \text{ (Wm}^{-2}\text{)}$	VARIÂNCIA DO DESVIO MÉDIO
Modelo PSP cte = $7,78 \cdot 10^{-3} \text{ mV/Wm}^{-2}$	- 17,59	46,69
Modelo PSP cte = $9,63 \cdot 10^{-3} \text{ mV/Wm}^{-2}$	- 14,30	28,24
Modelo 2 cte = $9,87 \cdot 10^{-3} \text{ mV/Wm}^{-2}$	- 9,73	36,70

3.2.3.3 - ANÁLISE DOS FILTROS

Um outro fator analisado foi a faixa dos filtros utilizados, pois não se conseguiu obter neste experimento o filtro OG1, que, combinado com o RG8, apresenta o intervalo espectral mais próximo ao apresentado pelo canal visível do satélite. Ao avaliar a percentagem de radiação solar no intervalo espectral obtido da diferença entre os filtros disponíveis, isto é, GG14 e RG8, especificados no Apêndice E, verificou-se que este intervalo representa 29,38% da radiação solar global, que difere da percentagem de radiação solar vista pelo satélite geoestacionário no canal visível (23,92%).

Estes valores (Apêndice E) foram obtidos da integração (método do trapézio) dos dados de irradiância solar espectral incidentes no topo da atmosfera terrestre apresentados por Robinson (1966).

3.2.3.3.1 - PROBLEMAS COM OS DADOS DO SAAD

A radiação solar na faixa espectral de 0,485 a 0,71 μm incidente na superfície terrestre, obtida através da diferença entre a radiação solar registrada na superfície terrestre pelos piranômetros com os filtros GG14 e RG8, pode ser corrigida para a radiação solar incidente na superfície, na faixa espectral do canal visível do satélite GOES, multiplicando-a por uma constante. Esta constante é obtida da razão entre as percentagens de radiação solar incidente no topo da atmosfera terrestre, na faixa do canal visível do satélite, e na faixa espectral dada pela diferença entre os intervalos espectrais dos respectivos filtros. Ambas percentagens são obtidas em relação à radiação solar global incidente no topo da atmosfera, cujo valor é de 0,8141.

A partir da análise dos dados registrados através do sistema automático de aquisição direta de dados (SAAD), verificou-se que durante o experimento ocorreram flutuações aleatórias nos registros do piranômetro com o filtro GG14, impossibilitando sua utilização. Provavelmente estas flutuações foram causadas por interferências no cabo acoplado a este piranômetro.

Isto conduziu à comparação entre a radiação solar estimada através de imagens de satélite e a radiação global incidente na superfície, registrada no piranômetro com o filtro WG7, corrigida para a radiação solar na faixa do canal visível do satélite GOES que incide na superfície. Para fazer tal correção, multiplica-se a radiação solar global incidente na superfície terrestre pela percentagem de radiação solar na faixa do canal visível do satélite em relação à radiação solar global incidente no topo da atmosfera. Isto implica uma subestimativa da radiação solar na faixa do visível incidente na superfície, pois inclui a atenuação devida a constituintes atmosféricos que não atuam na faixa espectral do canal visível do satélite, principalmente o vapor d'água que possui bandas de forte absorção para comprimentos de onda maiores do que $0,75 \mu\text{m}$, como pode ser visualizada na Figura 1.1.

Para verificar a ordem de grandeza do erro introduzido ao utilizar este procedimento, avaliaram-se alguns dados registrados em superfície obtidos com a utilização dos filtros OG1 e RG8, pelo fato de a diferença entre suas faixas espectrais ser a mais próxima da faixa espectral do canal visível do satélite GOES.

A análise dos dados instantâneos coletados em situações de céu limpo com os piranômetros espectrais e estrela da Eppley, para os dias 12 e 13 de novembro de 1980 em Tucuruí, Pará (Santos, 1985), encontra-se na Tabela 3.2. Esta análise mostrou uma subestimativa da radiação solar na faixa dada pelos respectivos filtros, apresentando um erro relativo médio de 11,84% com uma variância de 9,58. Este erro é devido à atenuação da radiação solar fora da faixa espectral dada pela diferença dos comprimentos de ondas dos filtros, ou seja, para valores acima de $0,71 \mu\text{m}$; neste caso verificou-se uma atenuação média de $26,40 \text{ W/m}^2$.

TABELA 3.2

ESTIMATIVA DA RADIAÇÃO SOLAR NA FAIXA ESPECTRAL OBTIDA PELA DIFERENÇA DOS INTERVALOS ESPECTRAIS DOS FILTROS OG1 e RG8 (0,525 Å 0,71 µm) PARA TUCURUÍ, PARÁ (12 e 13/11/80)

RADIAÇÃO SOLAR

GLOBAL (Wm ⁻²)	ESPECTRAL (OG1-RG8) (Wm ⁻²)	GLOBAL * CTE. (Wm ⁻²)	ATENUADA (ESP-GL * CTE) Wm ⁻²	ERRO RELATIVO [(GL*CTE)-ESP]/ESP %
612,96	163,87	145,05	18,82	-11,49
656,19	188,28	154,81	33,47	-17,78
683,39	181,31	161,08	20,23	-11,16
956,74	274,05	225,94	48,11	-17,56
889,10	245,46	209,90	35,56	-14,49
388,42	99,02	92,05	6,97	- 7,04
674,32	173,64	158,99	14,65	- 8,44
735,69	193,86	173,64	20,22	-10,43
875,85	229,42	207,11	22,31	- 9,72
854,23	220,36	201,53	18,83	- 8,55
959,53	261,50	226,63	34,87	-13,33
988,12	262,90	233,61	29,29	-11,14
913,51	243,37	215,48	27,89	-11,46
921,18	244,76	217,57	27,19	-11,11
909,32	248,95	214,78	34,17	-13,73
937,91	248,25	221,75	26,50	-10,67
974,87	276,14	230,12	46,02	-16,67
870,97	235,00	205,71	29,29	-12,46
860,51	236,40	202,92	33,48	-14,16
607,38	160,39	143,65	16,74	-10,44
560,66	142,26	132,49	9,77	- 6,87
			ATENUAÇÃO MÉDIA 26,40	ERRO RELATIVO MÉDIO = -11,84 VARIÂNCIA = 9,58

Obs.: cte = 0,2361

Tentou-se fazer este estudo para o segundo experimento realizado em São José dos Campos, mas a qualidade dos dados não permitiu tal análise.

Fez-se o mesmo tipo de análise, mas com um intervalo espectral maior, ou seja, de 0,495 a 0,72 μm , e com dados diários registrados através do piranômetro espectral Eppley para dias praticamente limpos nos meses de abril e maio de 1976, em Balboa, Zona do Canal, no Panamá (latitude 9°N e longitude $79^{\circ}5'\text{W}$). Estes dados encontram-se em Klein e Goldberg (s.d.).

A análise destes dados encontra-se na Tabela 3.3, onde também se observou uma subestimativa dos dados, com um erro relativo diário médio de 4,88% com uma variância de 3,1. A atenuação da radiação solar, para comprimentos de onda acima de 0,72 μm , foi de 5,75 W/m^2 . O erro relativo médio, para este caso, foi menor do que o de Tucuruí, talvez devido à condição de céu para Balboa não ser idêntica à de Tucuruí, pois para Balboa foi realizada uma análise diária, e ao longo do dia o céu pode não ter estado totalmente limpo, ou seja, pode ter ocorrido a presença de algumas nuvens.

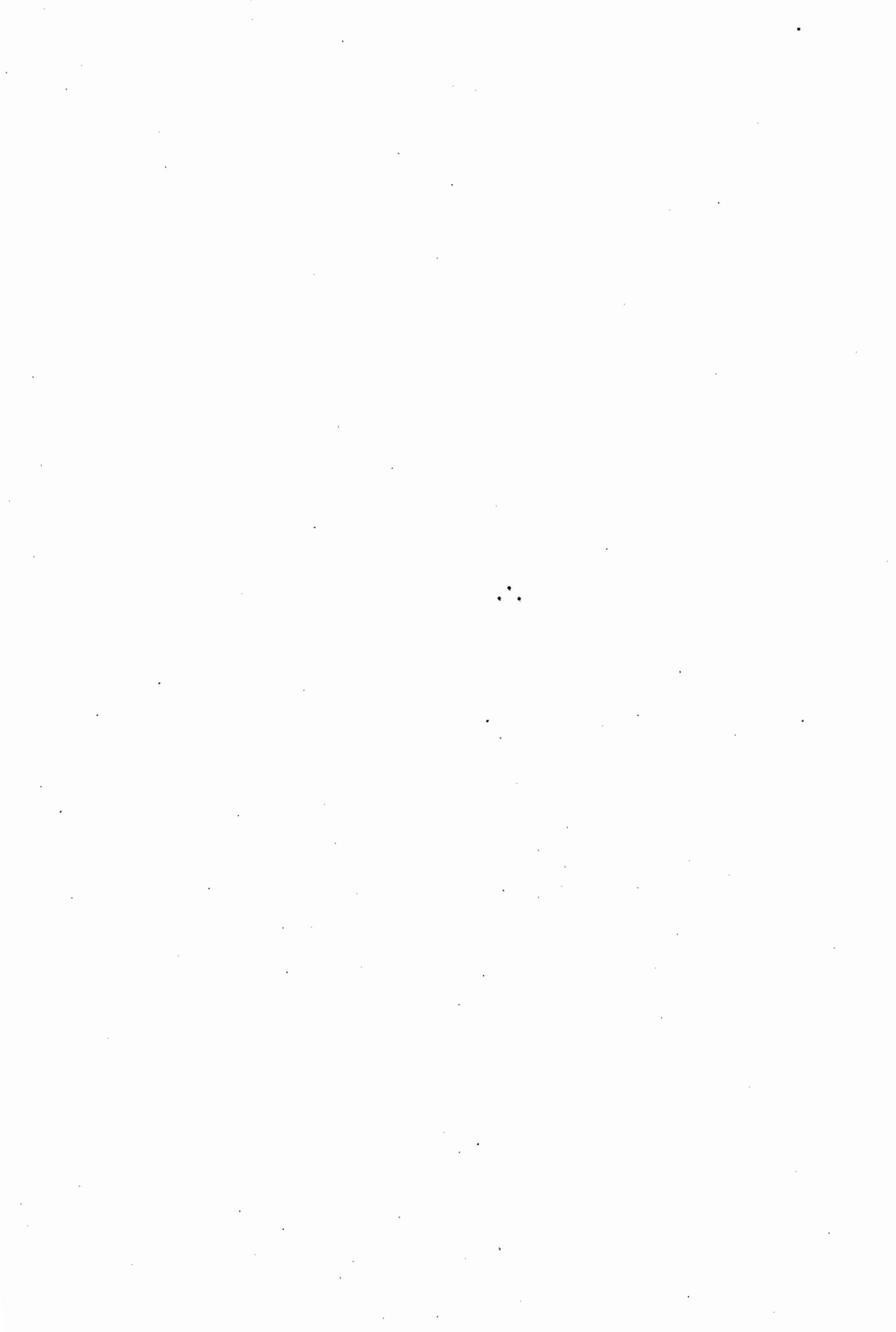
Em síntese, verifica-se que, ao tomar o produto da radiação solar global com a percentagem de radiação solar na faixa espectral do canal visível do satélite GOES como verdade terrestre, a comparação entre a radiação solar estimada pelo satélite e a medida na superfície apresentaria uma superestimativa. Para Tucuruí, a superestimativa obtida foi de aproximadamente 12% nos registros instantâneos, e para Balboa, de 5% nos registros diários. Mesmo sendo estes valores obtidos para regiões diferentes de São José dos Campos, poderiam ser usados como representativos de situação de céu limpo.

TABELA 3.3

ESTIMATIVA DA RADIAÇÃO SOLAR DIÁRIA NA FAIXA ESPECTRAL DE 0,495-0,72 μ m,
PARA BALBOA, ZONA DO CANAL DO PANAMÁ (ABRIL E MAIO DE 1976)

	GLOBAL (KJm ⁻² dia ⁻¹)	ESPECTRAL (0,495 - 0,72 μ m) (KJm ⁻² dia ⁻¹)	GLOBAL * CTE. (KJm ⁻² dia ⁻¹)	ATENUADA (ESP-GL * CTE) (KJm ⁻² dia ⁻¹)	ERRO RELATIVO [(GL*CTE)-ESP]/ESP (%)
ABRIL/76	372,73	112,48	107,91	4,57	- 4,06
	393,92	118,90	114,04	4,86	- 4,09
	407,10	122,94	117,86	5,08	- 4,13
	387,93	119,66	112,31	7,35	- 6,14
	413,94	125,73	119,84	5,89	- 4,69
	376,63	114,08	106,94	7,14	- 6,26
	393,92	118,83	114,04	4,79	- 4,03
	389,46	118,13	112,75	5,38	- 4,55
	415,40	123,71	120,26	3,45	- 2,79
	428,30	126,08	123,99	2,09	- 1,66
	420,63	124,89	121,78	3,11	- 2,49
	415,54	125,31	120,30	5,01	- 4,00
	389,67	120,57	112,81	7,76	- 6,44
	MAIO/76	359,13	112,55	103,97	8,58
370,01		114,92	107,12	7,80	- 6,79
365,33		115,20	105,77	9,43	- 8,19
375,93		113,81	108,83	4,98	- 4,38
385,21		118,06	111,52	6,54	- 5,54
			ATENUAÇÃO Média = 5,77	ERRO RELATIVO Médio = -4,88 σ = 3,10	

OBS.: CTE = 0,2895.



CAPÍTULO 4

RESULTADOS

4.1 - ANÁLISE DOS RESULTADOS

Neste capítulo encontram-se:

- a) As análises instantâneas da radiação solar para os métodos indiretos: convencional e via satélite.

O método indireto convencional será aplicado aos dados de superfície registrados no segundo e no terceiro experimento, onde serão feitas as análises de variáveis do modelo que estima a radiação solar direta e a avaliação da radiação solar direta, difusa e global, somente para situação de céu limpo.

O método indireto via satélite é aplicado a situações com qualquer tipo de cobertura. No caso do segundo experimento, dispõe-se de apenas um dia com poucas imagens de satélite, e no terceiro experimento dispõe-se de dez dias com imagens defasadas de trinta minutos, em sua maioria. Serão verificadas as influências dos coeficientes utilizados neste método.

- b) As análises integradas da radiação solar estimada pelos métodos semidireto, indireto convencional e indireto via satélite.

Os métodos semidireto e indireto convencional serão avaliados para o segundo e terceiro experimento, enquanto o indireto via satélite será avaliado somente para o terceiro experimento.

Será feita a comparação entre o método indireto convencional estimado com a variável "parâmetro de poeira", obtida de forma

usual, ou seja, inferida dos dados registrados, e com o valor máximo desta dado por Schulze (1976).

- c) Finalmente, será realizada a intercomparação entre os três métodos, avaliando os dados integrados por partes, ou seja, com intervalos de trinta minutos, para situações de céu limpo.

4.1.1 - ANÁLISE DA RADIAÇÃO SOLAR GLOBAL INSTANTÂNEA

Foram feitas as análises individuais da radiação solar global instantânea, em relação à radiação solar medida na superfície, para o método indireto convencional e para o método indireto via satélite, as quais são detalhadas nos subitens que seguem.

4.1.1.1 - ANÁLISE DO MÉTODO INDIRETO CONVENCIONAL

A radiação solar global é resultante da composição da radiação solar direta, que foi obtida através do modelo de Brooks (1959), com a radiação solar difusa, que pode ser obtida através do modelo de Archer (1964) ou de Barbaro et alii (1979) por apresentarem estes autores resultados equivalentes (Seção 4.1.1.1.2). Ambas formulações, para radiação solar direta ou difusa, consideram somente situações de céu limpo.

4.1.1.1.1 - RADIAÇÃO SOLAR DIRETA

Ao comparar os resultados da radiação solar direta, obtida com a utilização do modelo de Brooks (1959), com os dados de radiação solar direta incidente na superfície, obtidos através da Equação 2.16 que utiliza os dados de radiação solar global e difusa registrados em superfície, verificou-se uma ótima concordância, a qual pode ser visualizada nas Figuras 4.1 e 4.2, referentes aos experimentos de abril-maio de 1985 e fevereiro de 1984, respectivamente.

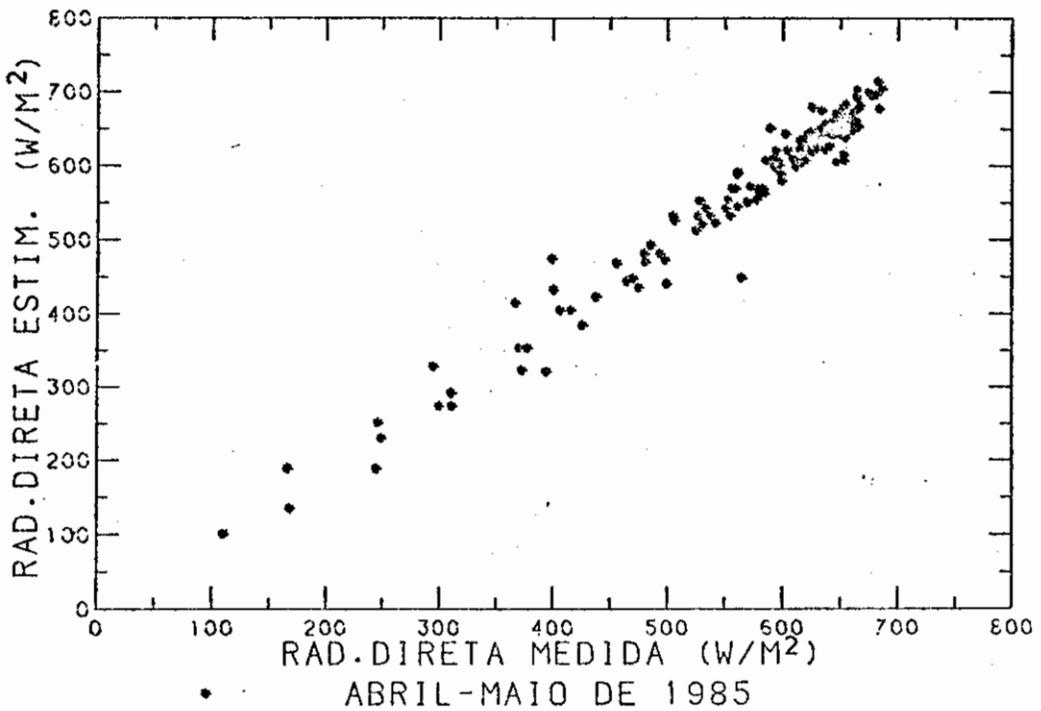


Fig. 4.1 - Relação entre a radiação solar direta incidente na superfície estimada através do método indireto convencional e a registrada por piranômetro para o experimento de abril-maio de 1985.

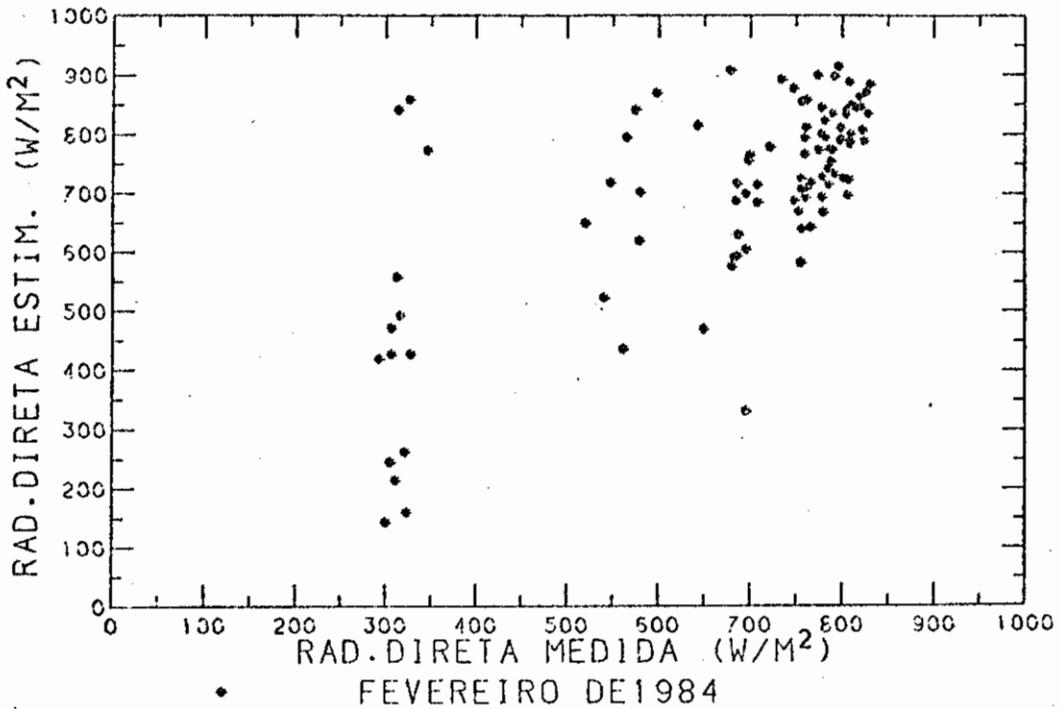


Fig. 4.2 - Relação entre a radiação solar direta incidente na superfície estimada através do método indireto convencional e a registrada por piranômetro para o experimento de fevereiro de 1984.

Os resultados estimados instantaneamente pelo modelo de Brooks usado no cálculo da radiação solar direta para abril-maio de 1985 aproximam-se mais dos valores registrados (coeficiente de correlação de 0,982; desvio padrão de 22,31W/m²) do que os estimados para fevereiro de 1984 (coeficiente de correlação de 0,679; desvio padrão de 123,4W/m²). Provavelmente esta diferença seja devido à qualidade dos dados adquiridos, pois enquanto o experimento de abril-maio/85 foi quase todo automatizado, o experimento de fevereiro/84 foi realizado com a utilização de dois piranômetros, sendo um deles utilizado para registro do total diário, e a coleta dos dados foi realizada manualmente.

Avaliou-se a influência de cada variável na atenuação da radiação solar direta para situação de céu limpo dada por Brooks (1959).

Na análise feita para a variável pressão (p), considerou-se somente a situação de pino solar, ou seja, meio dia local. Com a média dos dias que possuíam esta medida, verificou-se que um erro de 10% na pressão acarretava um erro de 0,6% na estimativa da radiação solar direta incidentena superfície. Isto indica que um erro na obtenção deste parâmetro influencia muito pouco na estimativa de radiação solar. Além disto, este erro é maior do que o erro da resposta de um barômetro calibrado.

A análise da variável conteúdo de água precipitável (u) existente na atmosfera, utilizando a formulação de Smith (1966), calculada para o Hemisfério Sul por Viswanadham (1981), foi realizada para três situações: meio-dia local ($\theta = 0^\circ$), às 8 horas local ($\theta = 60^\circ$) e às 15 horas local ($\theta = -45^\circ$), para verificar a influência da variação, ao longo do dia, da massa ótica na resposta do conteúdo de água precipitável.

Tomando, para cada situação, a média dos dias que possuíam estas medidas, verificou-se que ao introduzir um erro de 10% na

estimativa de água precipitável, produzia-se um erro na estimativa da radiação solar direta incidente na superfície de 1,1; 0,9 e 1,0% para cada situação, respectivamente.

Dentro deste tipo de análise foram testados outros tipos de formulações, através dos quais também pode-se obter o conteúdo de água precipitável, como por exemplo, a formulação de Hann (Robinson, 1966) e de McGee (Schulze, 1976), cujas expressões são, respectivamente: " $u(\text{cm}) = 0,25e$ ", onde e é a pressão do vapor d'água na superfície e " $u(\text{cm}) = 100 [\ln (0,0845 \text{ td}) - 0,236]$ ", onde td é a temperatura do ponto de orvalho.

Ao introduzir um erro de 10% nesta variável, foi observado, ao meio-dia solar ($\theta = 0^\circ$), um erro na radiação solar direta estimada, com as parametrizações do conteúdo de água precipitável de Hann e McGee, de 1,6 a 0,8%, respectivamente. As três formulações apresentaram resultados similares, pois com a introdução de erros de 10%, as estimativas apresentaram erros menores do que os próprios erros do instrumento utilizado.

Outro fator a destacar, para a resposta espectral do canal visível do satélite GOES (Apêndice E), é a pequena influência do vapor d'água. Pinker e Ewing (1985) mostraram que para " u " que varia entre 0,5 e 4,0 cm a diferença da radiação solar incidente é menor do que 10%. Durante o experimento de abril-maio/85, o valor médio desta variável foi de 1,9 cm para situação de céu limpo. Isto indica que um valor único de água precipitável medido no dia é suficiente e que a utilização de uma outra parametrização não alteraria muito o resultado.

A análise da variável denominada parâmetro de poeira foi feita de forma semelhante à realizada para o conteúdo de água precipitável. No caso de pino solar, encontrou-se, com a introdução de 10% de erro neste parâmetro, um erro de 3,5% na estimativa de radiação solar di

reta incidente na superfície. A avaliação feita para os horários das 8 horas local ($\theta = 60^\circ$) e 15 horas local ($\theta = -45^\circ$) mostrou que a introdução de 10% de erro no parâmetro de poeira acarretava, respectivamente, erros de 4,1 a 4,0% na estimativa desta radiação.

Este tipo de análise realizada nos indica que o fator mais influente na atenuação da radiação solar direta para céu limpo, dentro da faixa do espectro visível, é o parâmetro de poeira, que representa a concentração de aerossóis e gases existentes na atmosfera.

4.1.1.1.2 - RADIAÇÃO SOLAR DIFUSA

Para obter a radiação solar difusa com precisão, os modelos, como mencionado por Robinson (1966), exigem sofisticadas teorias de espalhamento múltiplo embutidas na parametrização.

Com o conjunto de dados adquiridos nos dois experimentos, testaram-se formulações simples: Paltridge (1976), Archer (1964) e Barbaro et alii (1979), cujos resultados de suas correlações para abril-maio/85 encontram-se na Tabela 4.1.

Os resultados estatísticos apresentados nesta tabela são similares aos obtidos para o experimento de fevereiro de 1984.

TABELA 4.1

LEVANTAMENTO ESTATÍSTICO PARA A RADIAÇÃO SOLAR DIFUSA (CÉU LIMPO)

EXPERIMENTO	FORMULAÇÃO	COEFICIENTE DE CORRELAÇÃO	DESVIO PADRÃO	TESTE t		
				ERRO	VALOR t	Δ CONFIANÇA
Fev./84	Archer	0,63	0,038	0,040	7,866	100%
	Barbaro et alii	0,626	0,057	0,060	7,815	100%
	Paltridge	0,184	0,0001	0,0001	1,817	92,76%
Abril-Maio/85	Archer	0,477	0,015	0,025	6,59	100%
	Barbaro et alii	0,488	0,041	0,068	6,81	100%
	Paltridge	0,089	0,0001	0,0001	-1,087	73,13%

Utilizou-se a formulação de Archer (1964), que se mostrou equiparável à de Barbaro et alii (1979), por ser mais simples. Ou seja, é dependente apenas do ângulo solar zenital e de um valor médio da radiação solar difusa ao meio-dia (Equação 2.22). Já o modelo de Barbaro et alii utiliza o coeficiente "K", que deveria ser melhor estimado para nossa região, além de depender de medidas instantâneas da radiação solar direta incidente na superfície e do conteúdo de água precipitável na atmosfera (Equação 2.17).

A formulação de Paltridge (1976) é proveniente de uma equação de regressão específica para Aspendale, Austrália, cuja única variável é o ângulo solar zenital, portanto não representativa nesta região.

4.1.1.1.3 - RADIAÇÃO SOLAR GLOBAL

A radiação solar global instantânea é obtida a partir da Equação 2.16, onde a radiação solar direta é estimada através do modelo de Brooks e a difusa pelo modelo de Archer.

Verificou-se uma ótima concordância dos resultados, ou seja, a radiação solar global apresentou um alto coeficiente de correlação (em fevereiro/84, de 0,97 (Figura 4.3) e em abril-maio/85, de 0,98 (Figura 4.4), com um pequeno desvio padrão para abril-maio/85 (33,46 W/m²) e um desvio considerável em relação a fevereiro/84 (72,51 W/m²). Tal diferença é justificada pela qualidade dos dados, em termos de aquisição.

Por serem os resultados do experimento de abril-maio/85 semelhantes aos obtidos com a análise feita para a radiação solar direta ($r = 0,982$ e $s = 22,31$ W/m²), fica evidenciada a importância de possuir um bom modelo na estimativa da radiação solar direta, pelo fato de esta contribuir mais do que a radiação solar difusa (15%, Midwest Plan Service, 1980) no cálculo da radiação solar global.

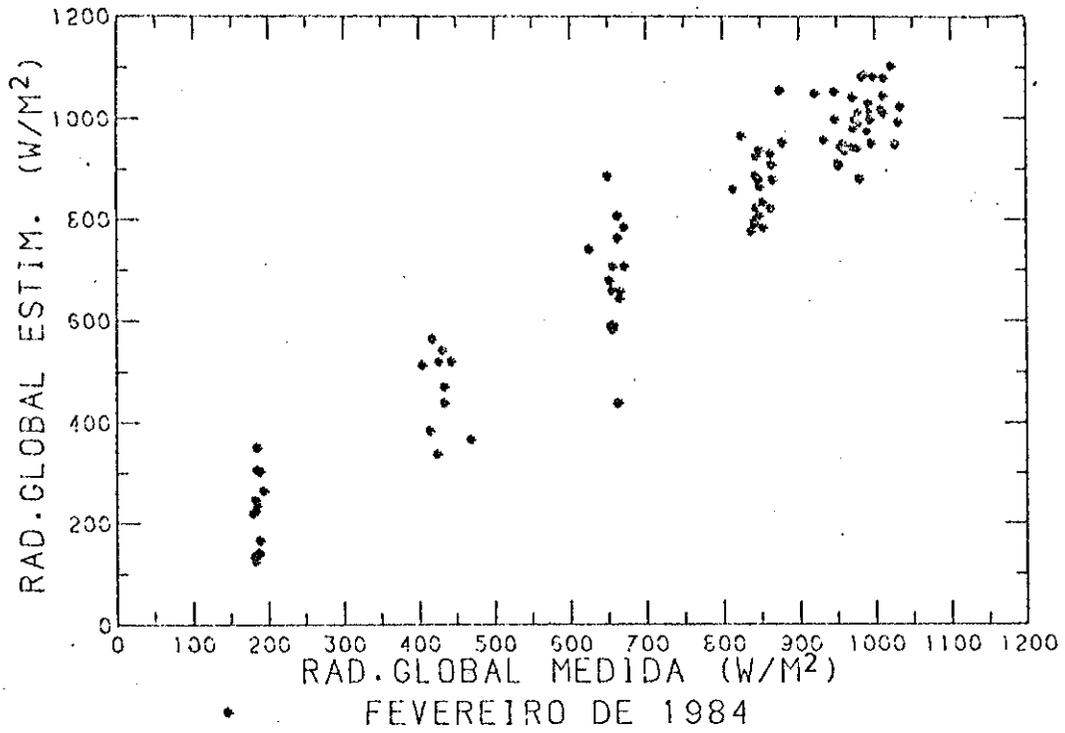


Fig. 4. 3 - Relação entre a radiação solar global incidente na superfície estimada através do método indireto convencional e a registrada por piranômetro, para o experimento de fevereiro de 1984.

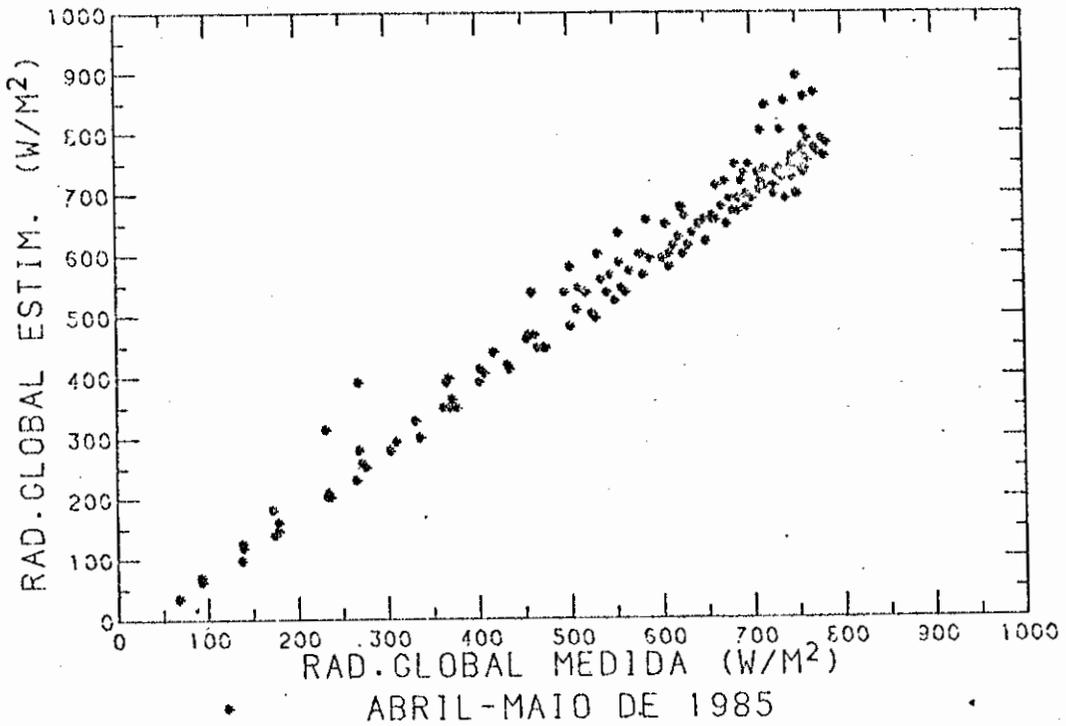


Fig. 4.4 - Relação entre a radiação solar global incidente na superfície estimada através do método indireto convencional e a registrada por piranômetro, para o experimento de abril-maio de 1985.

Isto também pode ser verificado através das Figuras 4.5 e 4.6, as quais representam os experimentos de fevereiro/84 e de abril-maio/85 respectivamente, onde se encontram plotadas a radiação solar global instantânea estimada por este método e a registrada por piranômetro.

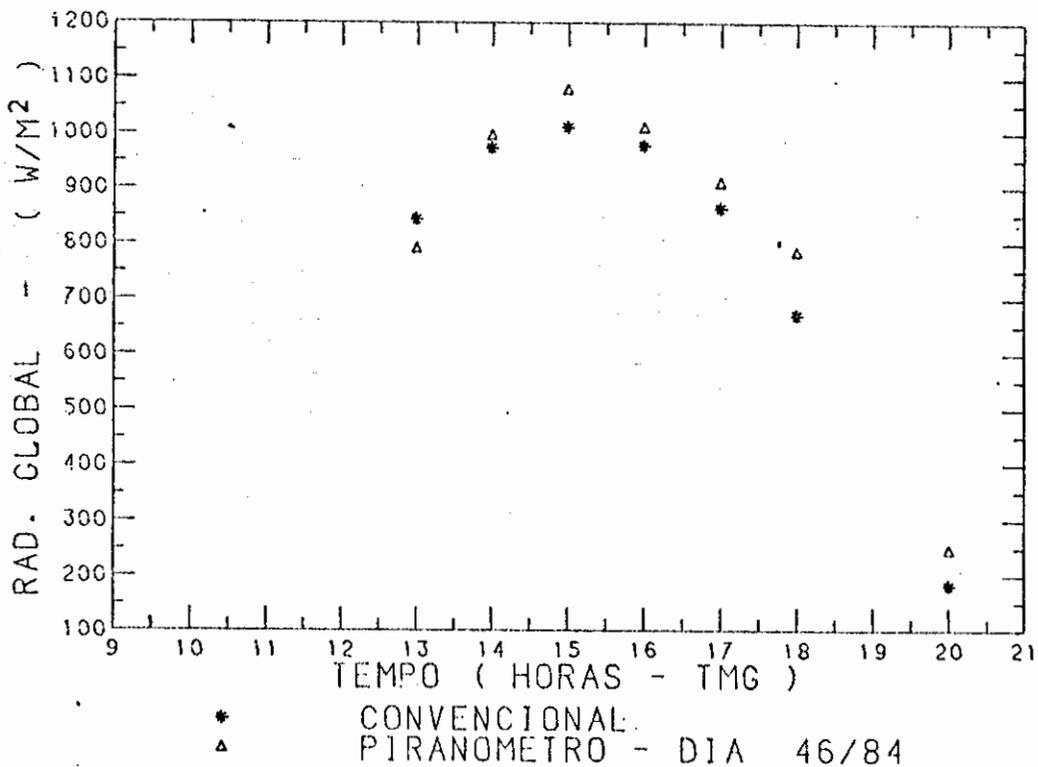
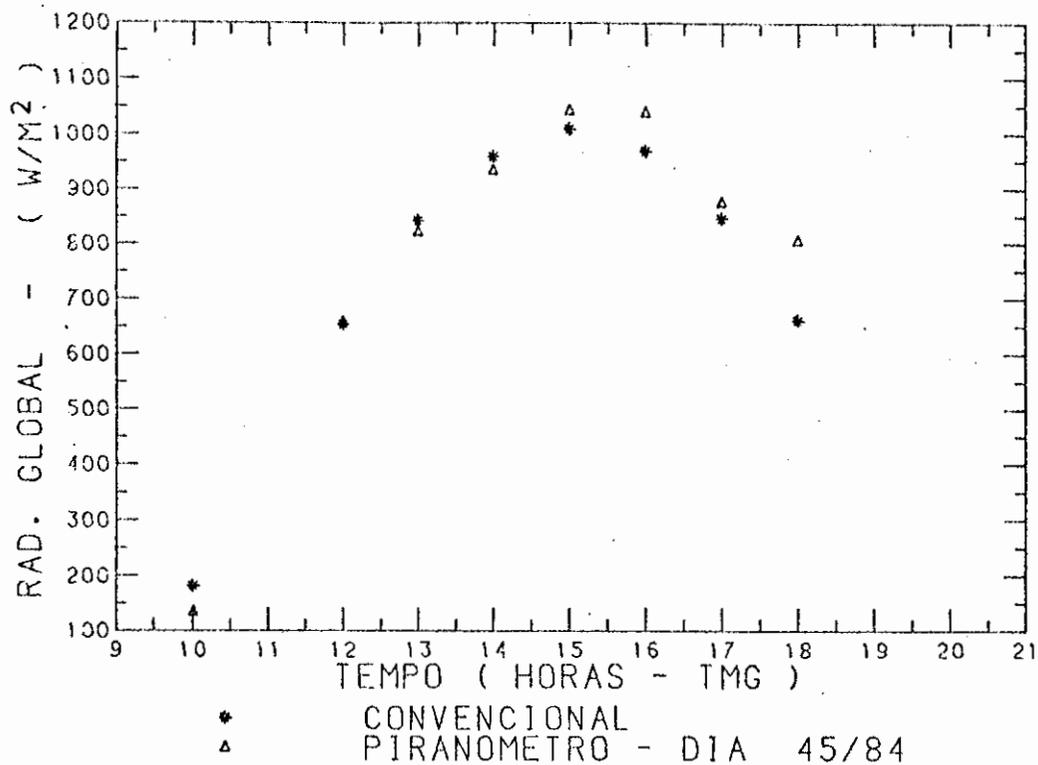


Fig. 4.5 - Radiação solar instantânea incidente na superfície registrada por piranômetro e estimada através dos métodos indiretos (experimento de fevereiro de 1984).

(continua)

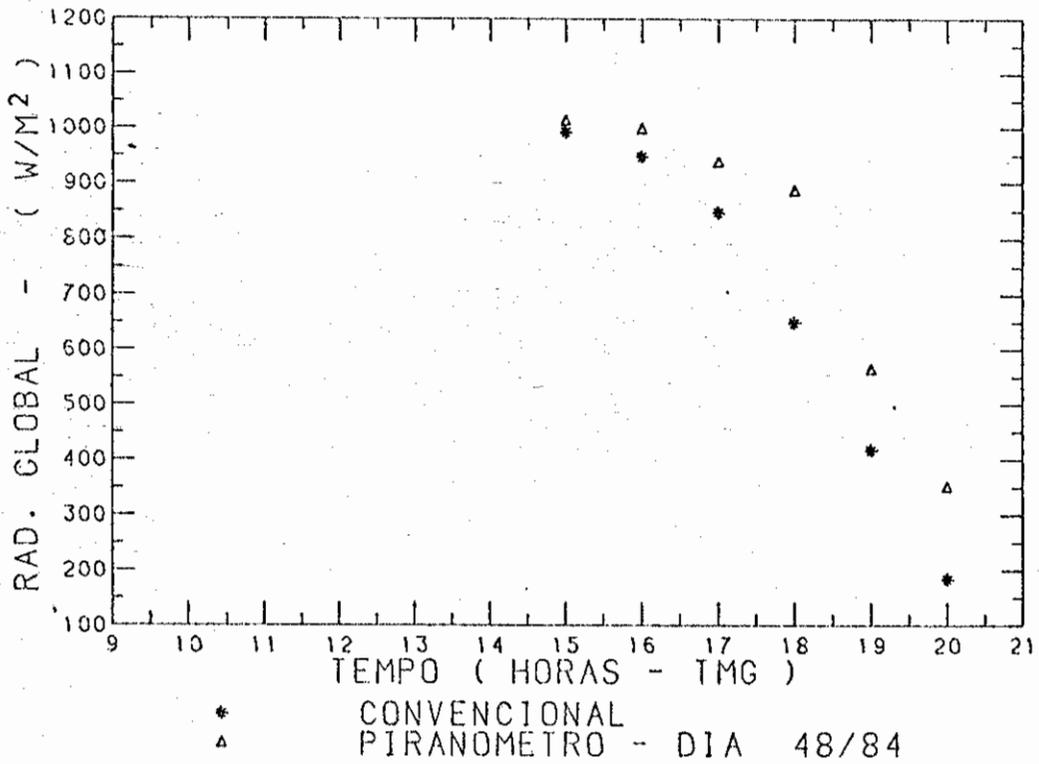
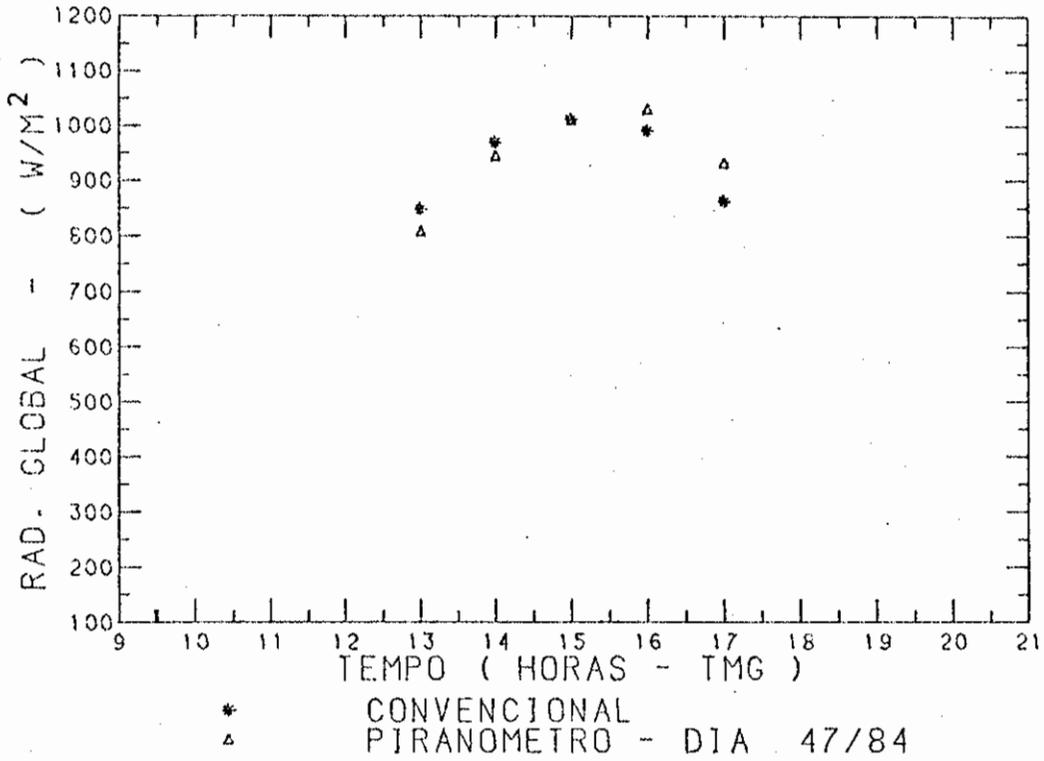


Fig. 4.5 - Continuação

(continua)

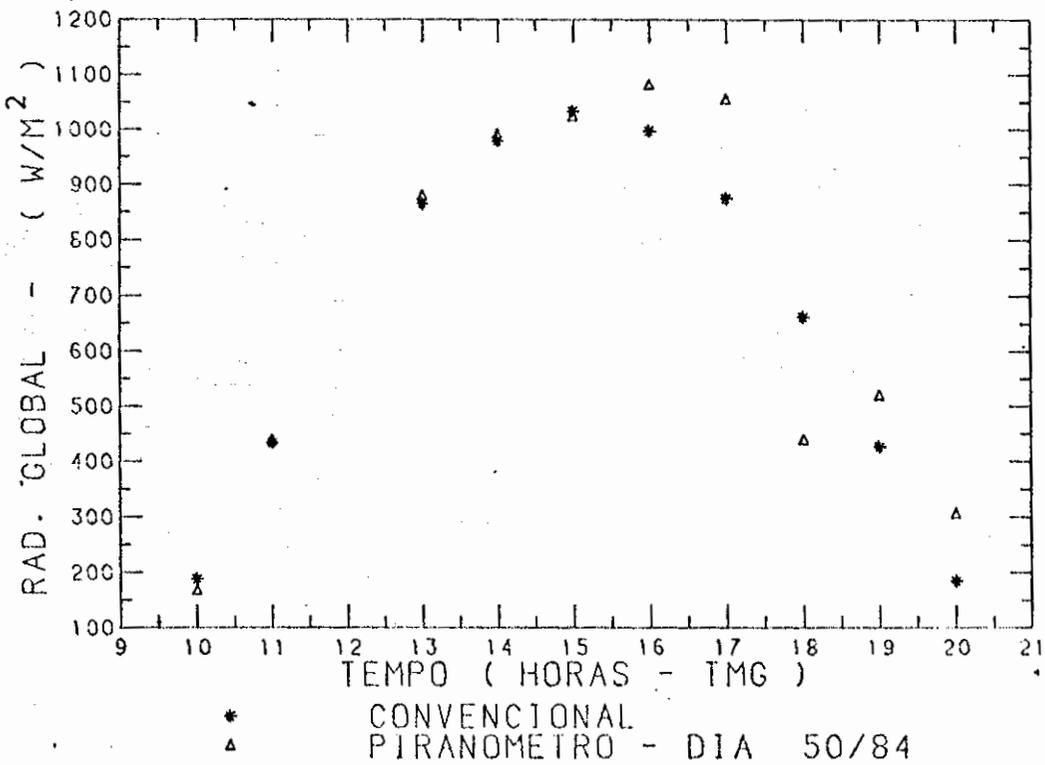
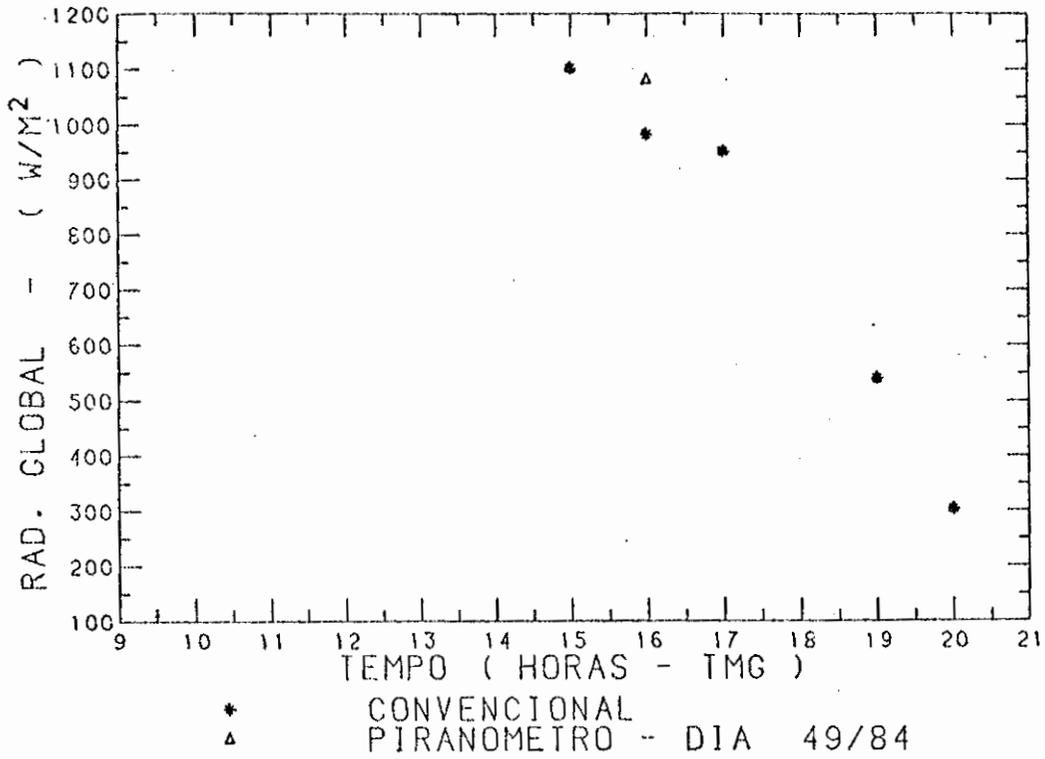


Fig. 4.5 - Continuação

(continua)

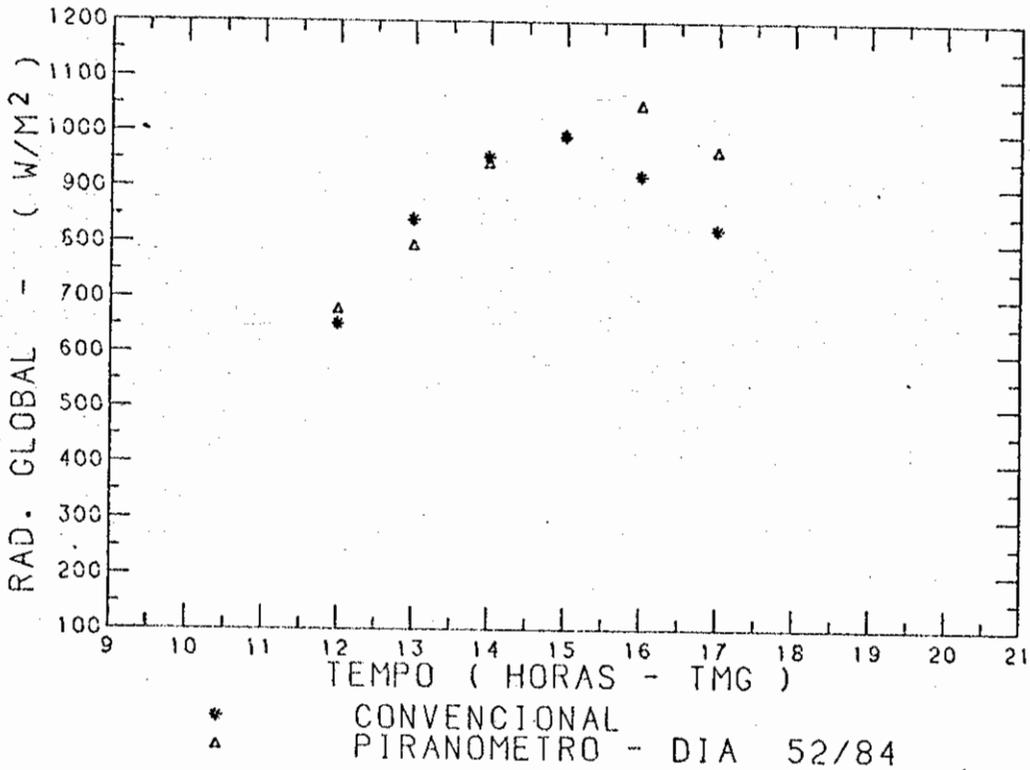
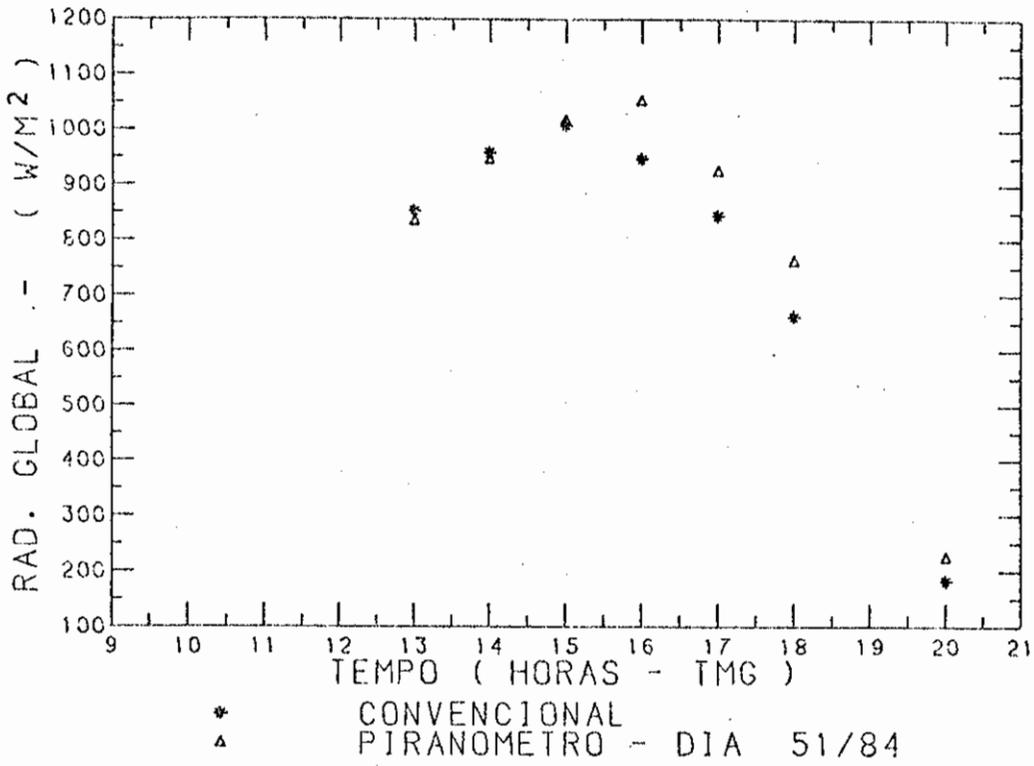


Fig. 4.5 - Continuação

(continua)

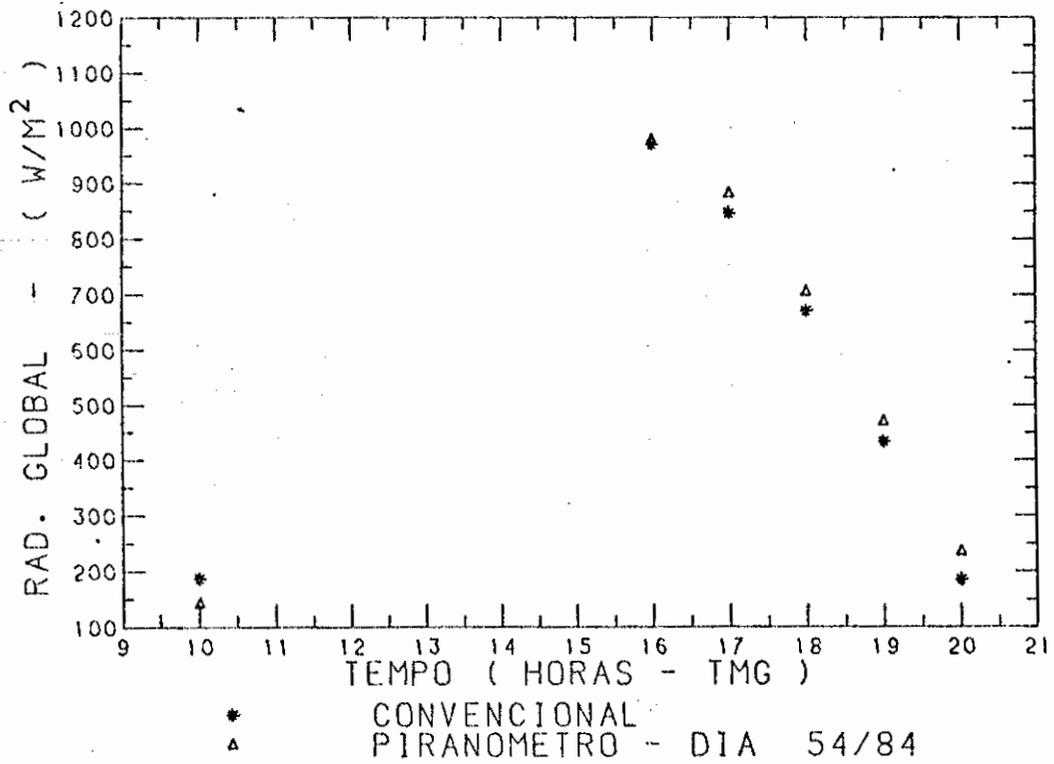
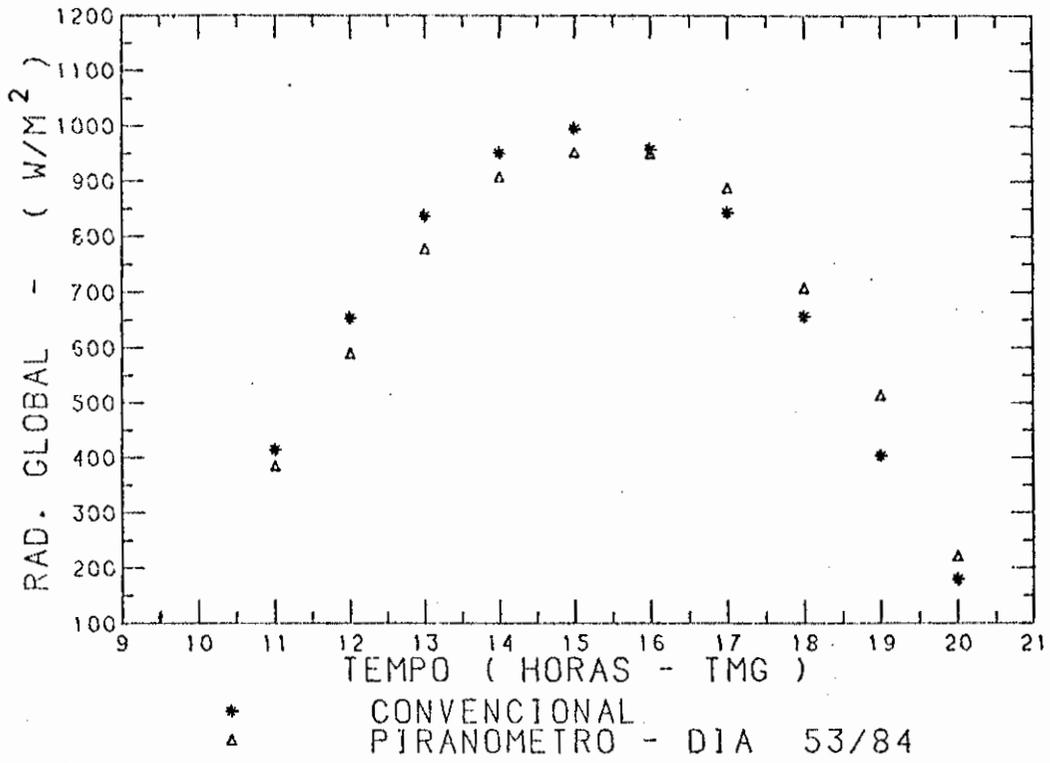


Fig. 4.5 - Continuação

(continua)

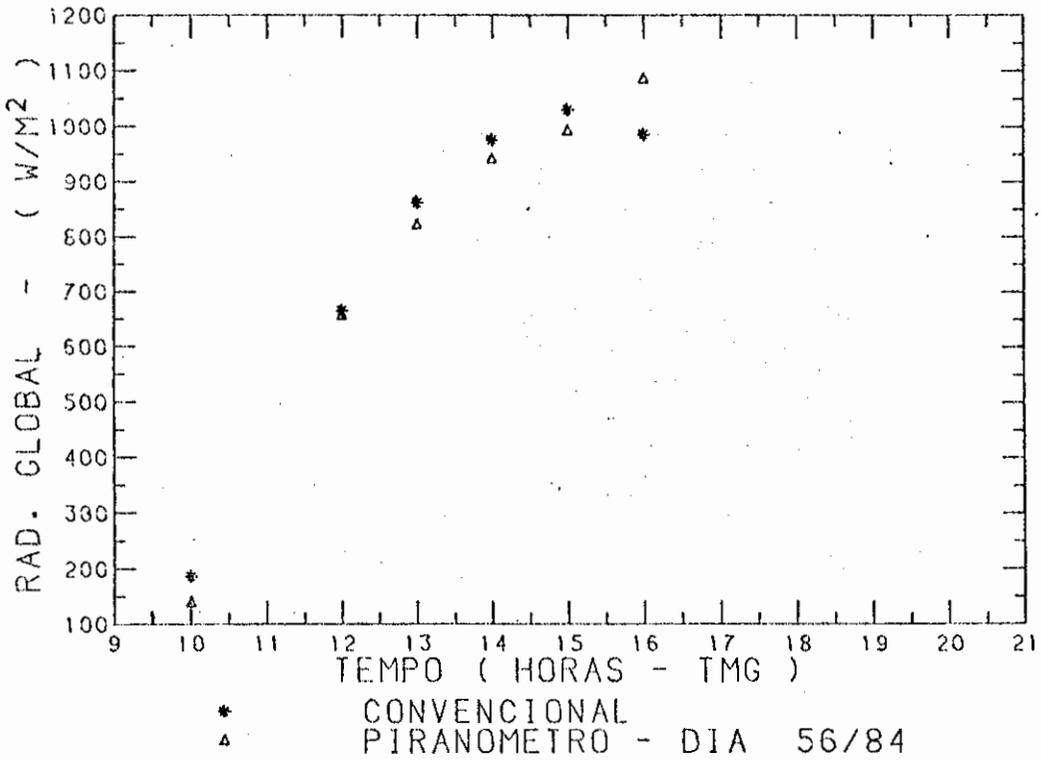
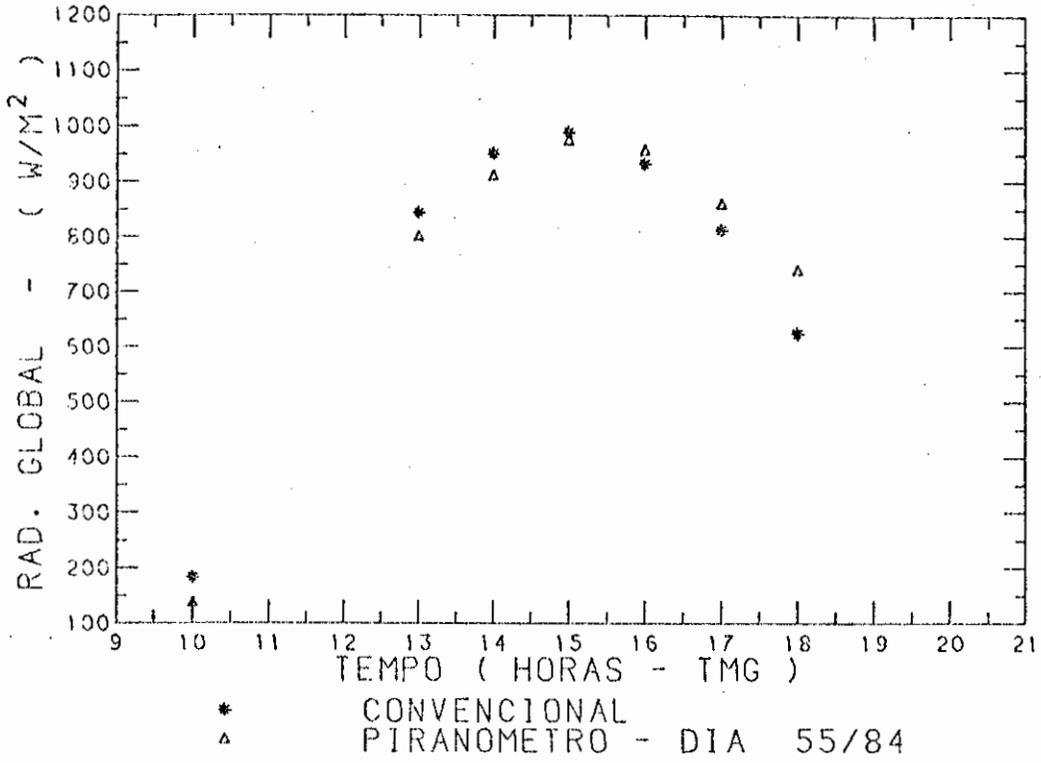


Fig. 4.5 - Continuação

(continua)

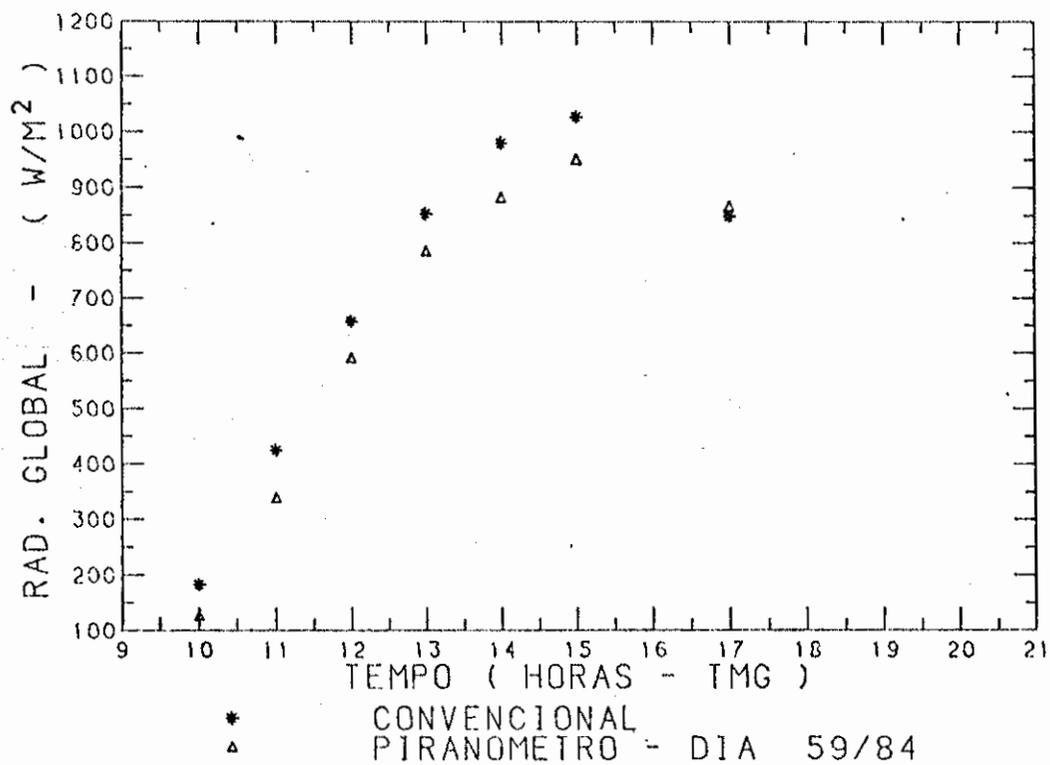
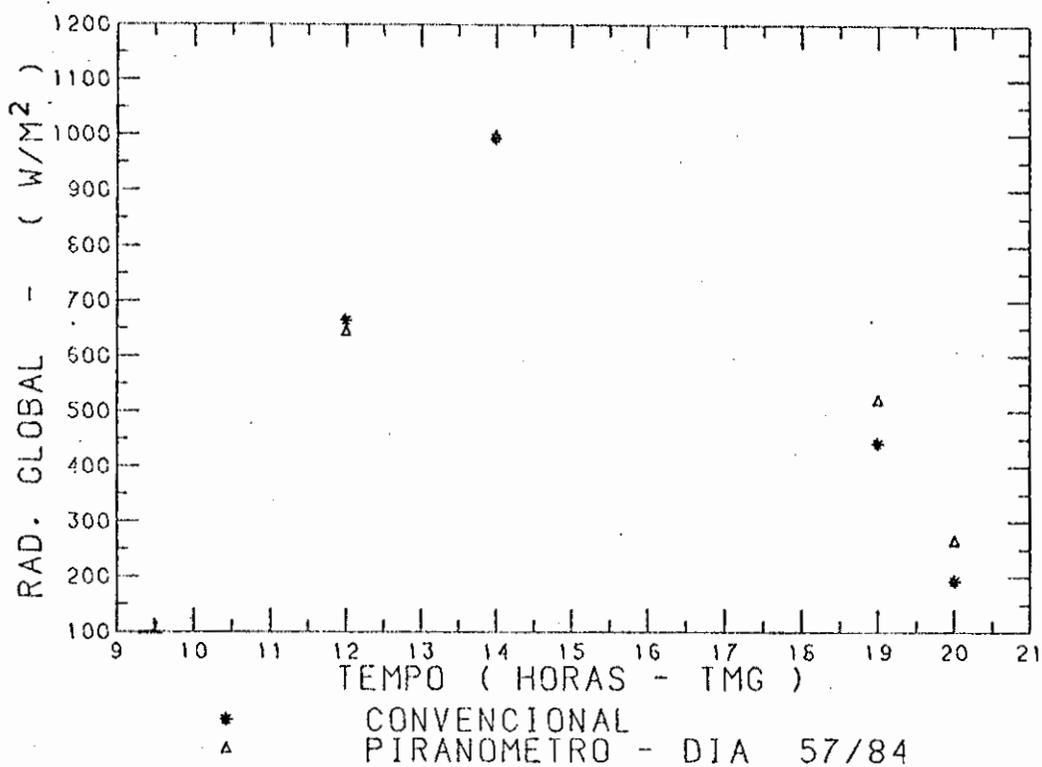
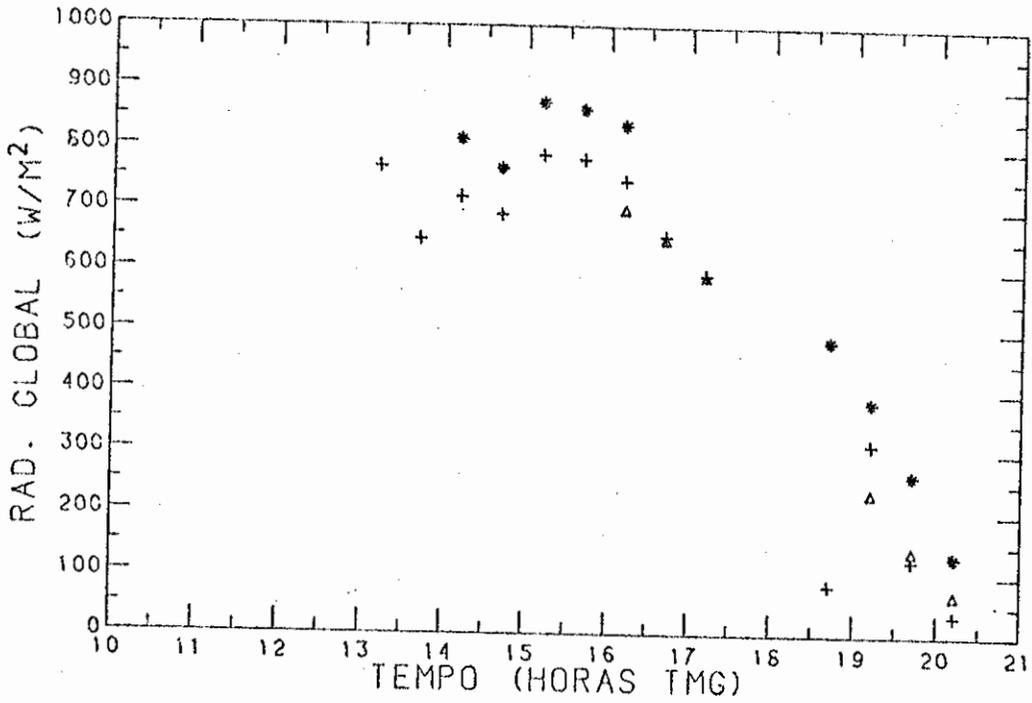
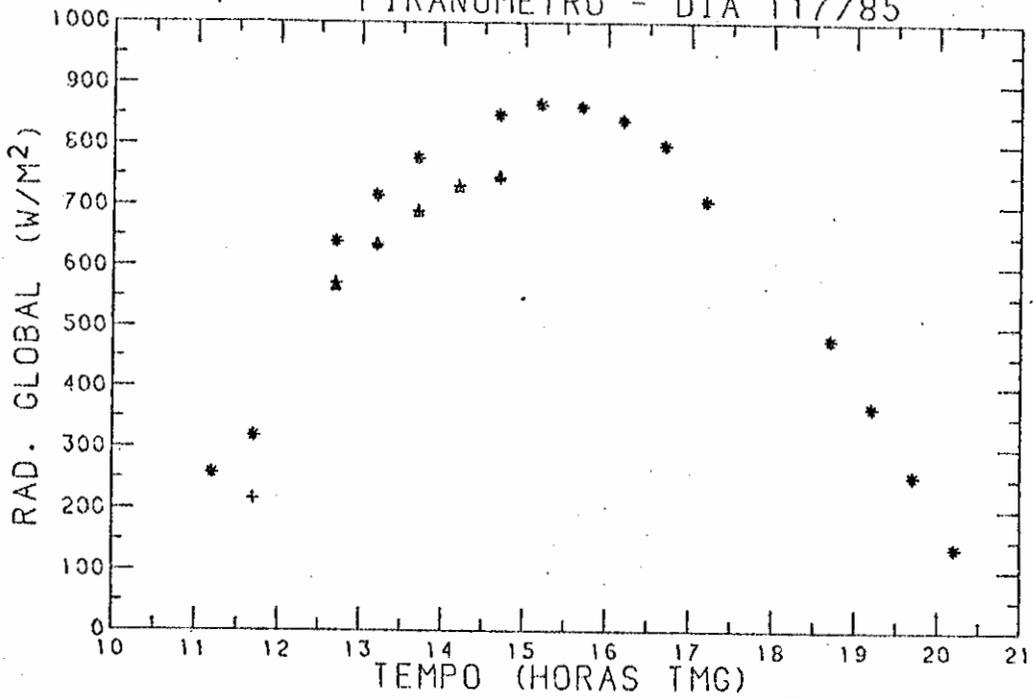


Fig. 4.5 - Conclusão.



* SATELITE
Δ CONVENCIONAL
+ PIRANOMETRO - DIA 117/85



* SATELITE
Δ CONVENCIONAL
+ PIRANOMETRO - DIA 118/85

Fig. 4.6 - Radiação solar instantânea incidente na superfície terrestre registrada por piranômetro e estimada através dos métodos indiretos (experimento de abril-maio de 1985).

(continua)

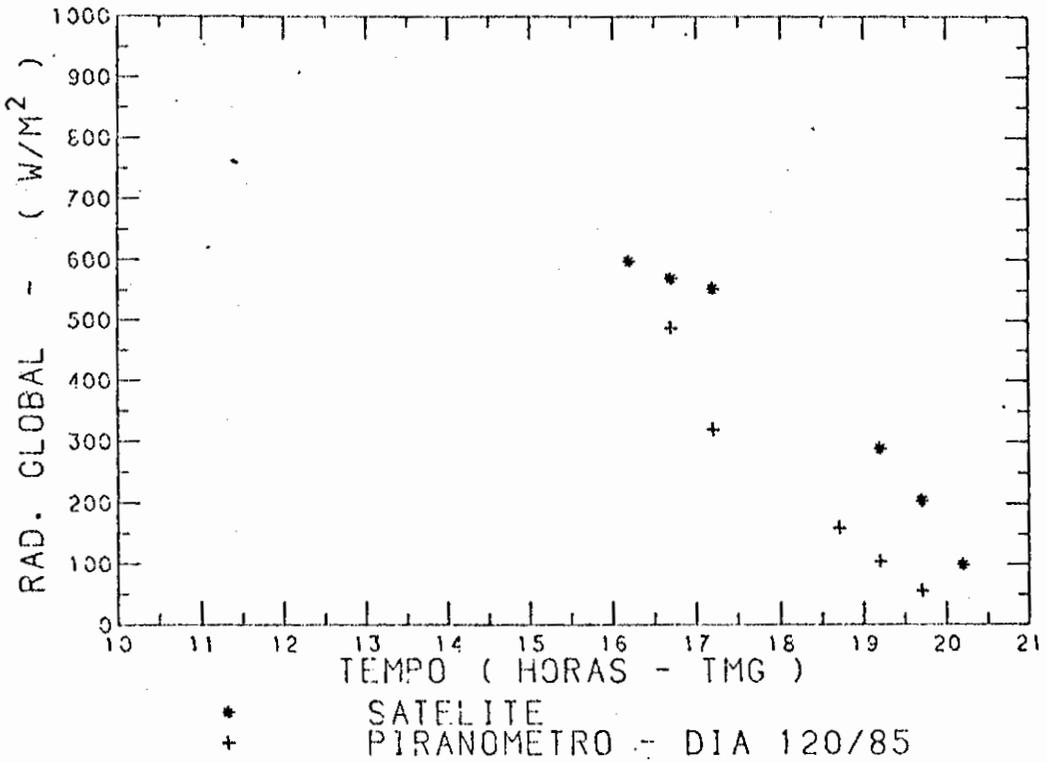
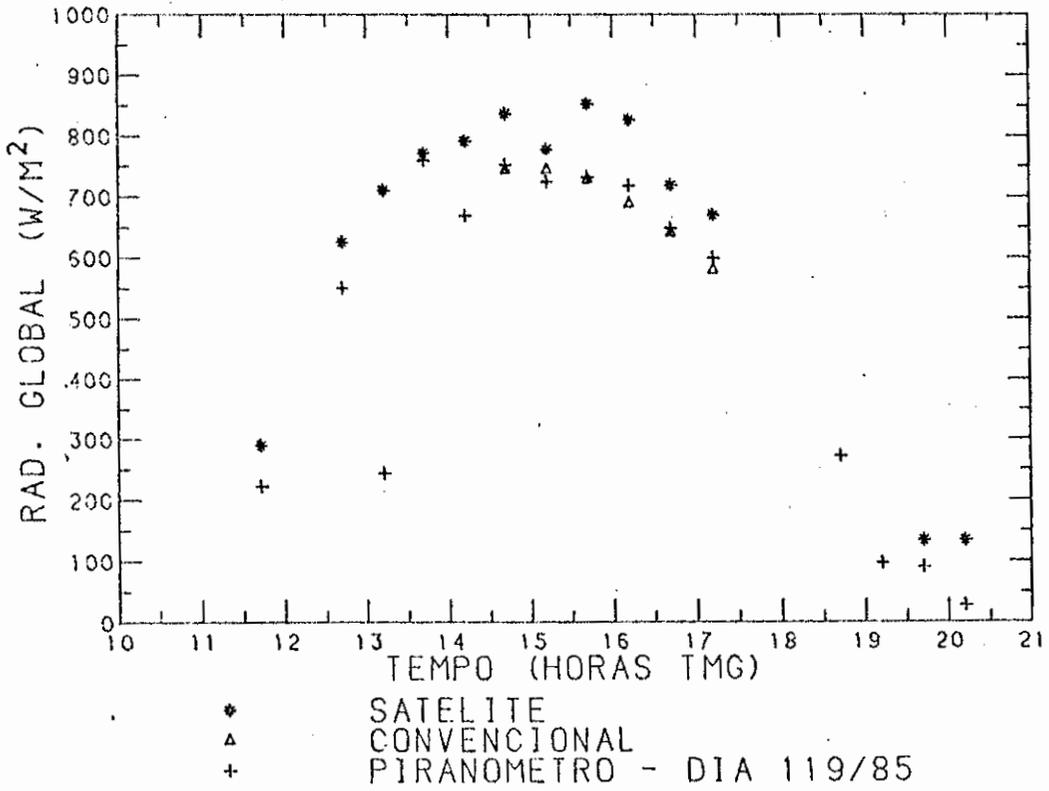


Fig. 4.6 - Continuação

(continua)

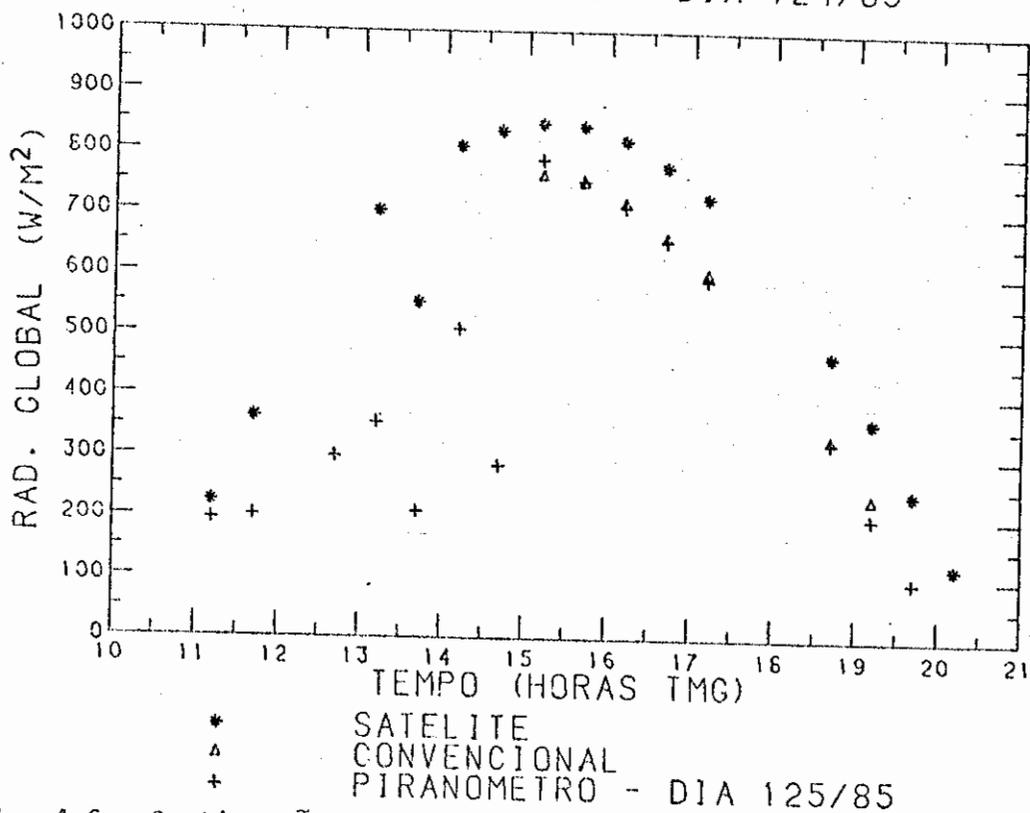
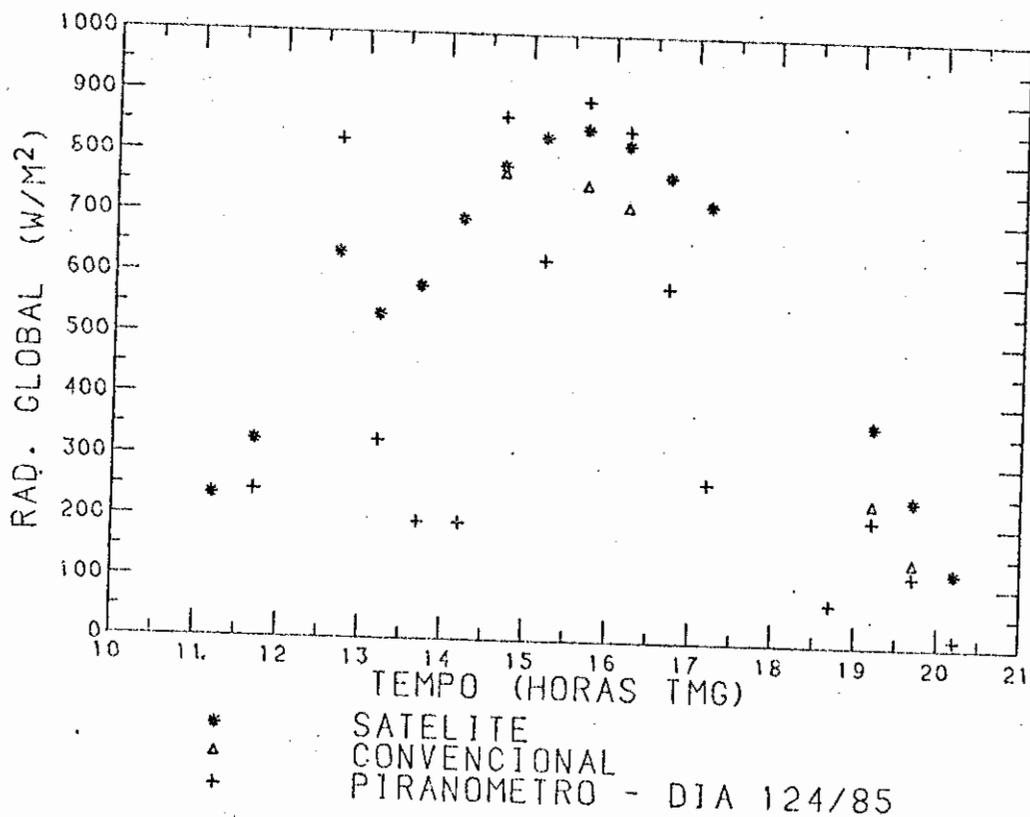


Fig. 4.6 - Continuação

(continua)

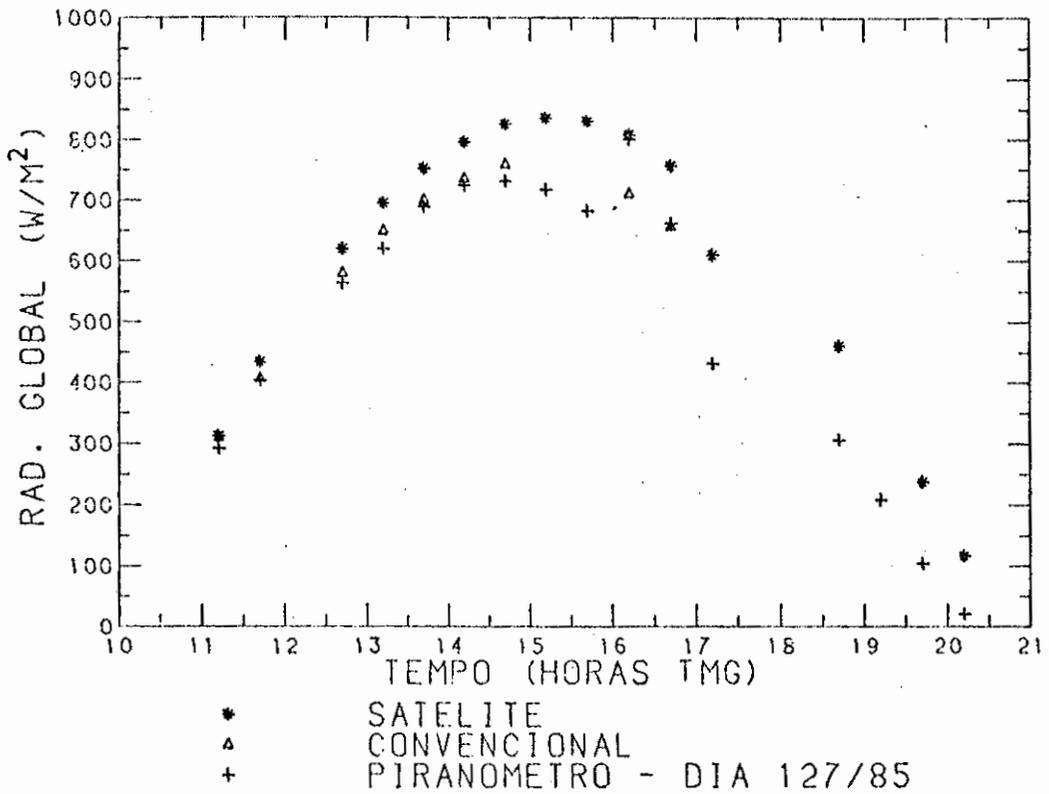
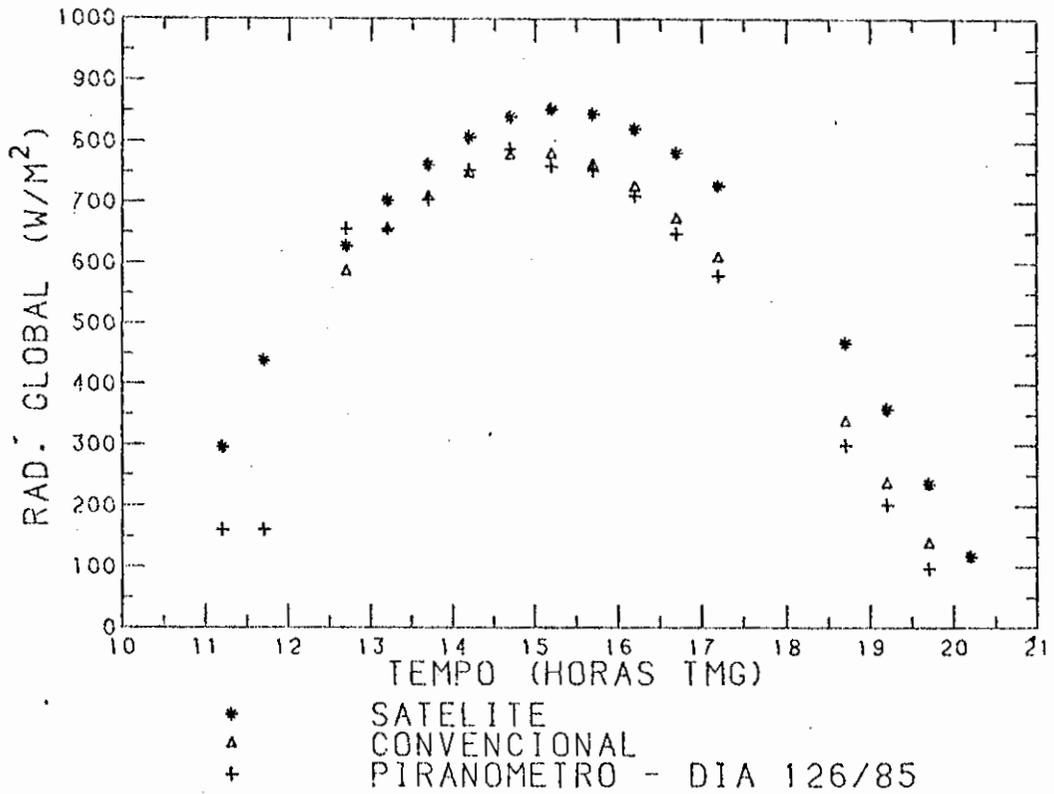


Fig. 4.6 - Continuação

(continua)

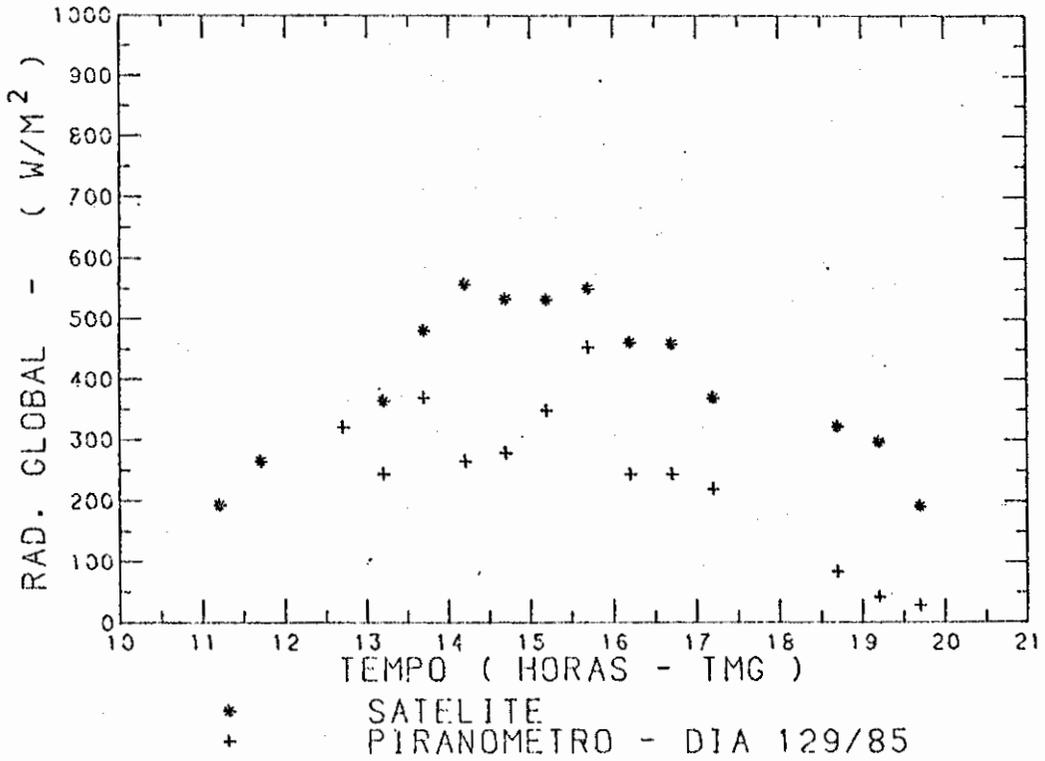
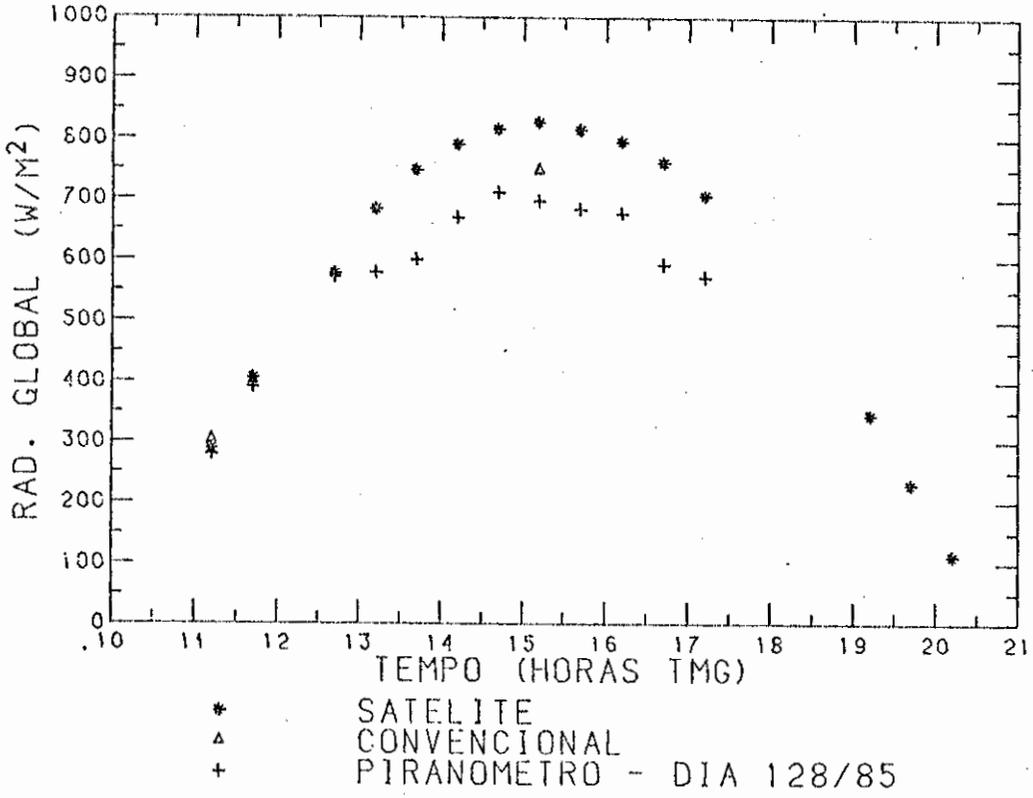


Fig. 4.6 - Conclusão.

4.1.1.2 - ANÁLISE DO MÉTODO INDIRETO VIA SATÉLITE

A análise das imagens do satélite GOES no canal visível foi realizada para o experimento de abril-maio/85, praticamente a cada meia hora, utilizando o modelo físico de Gautier et alii (1980).

Antes da obtenção dos valores de radiação solar global estimada por este método, foi analisada no sistema computacional I-100 (INPE), para calibrar os sensores do satélite no canal visível, uma imagem do disco solar (canal visível) obtida às 4 horas TMG no decorrer dos dias deste experimento. Através desta análise verificou-se que o brilho máximo (região branca) e mínimo (região preta) apresentavam os "counts" 42 e 5, respectivamente. Ao analisar as imagens sem a realização da calibração dos sensores, foi verificado, em cada imagem de ambos experimentos, que para regiões de céu limpo as respostas dos sensores apresentavam uma variação de 4 a 6 "counts", os quais representavam uma mesma reflectância, e no caso de regiões com nuvens este intervalo era um pouco menor. Isto concorda com a análise feita por Arai e Almeida (1982), ou seja, que a correção devido à deterioração dos sensores não provoca alterações significativas nos valores de reflectância (períodos de tempo de poucas semanas). Foram analisadas algumas imagens neste sistema para a obtenção do valor mínimo de "count", a partir do qual se considera a presença de nuvens e, no caso, o valor do "count" obtido foi 25.

A comparação desta estimativa será feita com o produto entre a radiação solar global e a percentagem de radiação na faixa do satélite que incide no topo da atmosfera, o que será considerado como verdade terrestre. Conforme o Capítulo 3, seção 3.2.3.3.1, este valor é subestimado, sendo este de aproximadamente 12% para Tucuruí, Pará. Portanto, espera-se que ao fazer a comparação entre a radiação solar estimada por este método e a obtida em superfície, para São José dos Campos, encontrar-se-á uma superestimativa das imagens de satélite analisadas, decorrentes da subestimativa da radiação solar considerada como verdade terrestre.

4.1.1.2.1 - RADIAÇÃO SOLAR GLOBAL NA FAIXA DO SATÉLITE

Evidencia-se na Figura 4.6, na qual se encontra plotadas a radiação solar global instantânea estimada via satélite e a medida por piranômetro, que em todos os casos, o resultado obtido através do satélite superestimou o resultado registrado, sendo que a superestimativa é maior na parte da tarde.

Esta maior superestimativa na parte da tarde também pode ser visualizada na Figura 4.7, onde se encontram plotadas a radiação solar estimada pelo método indireto via satélite versus a registrada por piranômetro, para os dias julianos 125 (período da tarde), 126 e 127 (período da manhã).

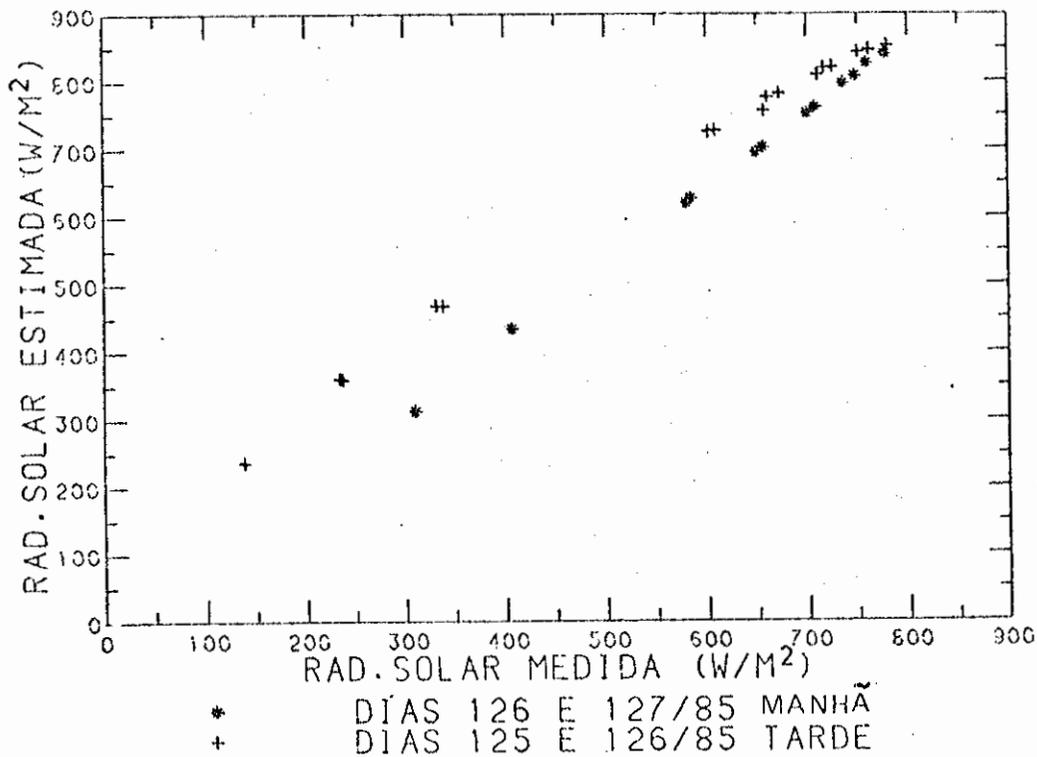


Fig. 4.7 - Radiação solar estimada pelo satélite versus a medida por piranômetro.

* parte da manhã (dias julianos 126 e 127)
+ parte da tarde (dias julianos 125 e 126).

Ao analisar o erro relativo médio para situações contínuas de céu limpo, neste caso os dias julianos 125 (parte da tarde), 126 e 127 (parte da manhã), encontrou-se o valor de 12,49% com uma variância de 33,65, como mostra a Tabela 4.2.

TABELA 4.2

ESTIMATIVA INSTANTÂNEA DA RADIAÇÃO SOLAR OBTIDA ATRAVÉS DO MÉTODO
INDIRETO VIA SATÉLITE PARA SITUAÇÕES DE CÉU LIMPO OU COM NUVENS CIRRUS
TÊNUES (EXPERIMENTO DE ABRIL-MAIO/85)
DIAS JULIANOS 125 (TARDE), 126 e 127 (MANHÃ)

DIA JULIANO	HORAS TMG	RADIAÇÃO SOLAR		ERRO RELATIVO (E-R)/R (%)
		ESTIMADA (E) (Wm^{-2})	REGISTRADA (R) (Wm^{-2})	
125	*15:00	202,23	188,28	7,41
	*15:30	200,83	179,91	11,63
	*16:00	195,95	170,15	15,16
	16:30	185,49	156,90	18,22
	17:00	173,64	141,56	22,66
126	*12:30	149,93	156,90	- 4,44
	13:00	168,06	156,90	7,11
	13:30	182,00	168,76	7,85
	14:00	193,16	179,91	7,37
	14:30	200,83	188,28	6,67
	15:00	203,62	182,00	11,88
	15:30	202,23	179,91	12,41
	16:00	196,65	170,15	15,58
	16:30	186,89	154,81	20,72
	17:00	173,64	138,77	25,13
	11:00	74,62	69,73	7,01
	11:30	103,90	96,93	7,19
	12:30	148,53	135,28	9,80
	13:00	165,97	148,53	11,74
	13:30	179,91	165,27	8,86
	14:00	190,37	173,64	9,64
	*14:30	197,35	175,03	12,75
	*15:00	200,14	171,54	16,67
	*15:30	198,74	163,18	21,79
ERRO RELATIVO MÉDIO = 12,49				
σ = 33,65				

* Presença de nuvens cirrus.

Ao avaliar o dia 126 (dia padrão), verificou-se que o erro relativo médio da parte da tarde é maior do que o dobro do erro da parte da manhã, cuja variância é insignificante em relação à parte da tarde, como mostra a Tabela 4.3.

TABELA 4.3

ESTIMATIVA INSTANTÂNEA DA RADIAÇÃO SOLAR OBTIDA ATRAVÉS DO MÉTODO
INDIRETO VIA SATÉLITE PARA UM DIA DE CÉU LIMPO (DIA JULIANO 126)

HORAS ·TMG	RADIAÇÃO SOLAR		ERRO RELATIVO (E-R)/R (%)
	ESTIMADA (E) (Wm ⁻²)	REGISTRADA (R) (Wm ⁻²)	
13:00	168,06	156,90	7,11
13:30	182,00	168,76	7,85
14:00	193,16	179,91	7,36
14:30	200,83	188,28	6,67
15:00	203,62	182,00	11,88
15:30	202,23	179,91	12,41
16:00	196,65	170,15	15,58
16:30	186,89	154,81	20,72
17:00	173,64	138,77	25,13

ERRO RELATIVO MÉDIO

PERÍODO TMG	ERRO RELATIVO MÉDIO (%)	VARIÂNCIA (σ)
13 ÀS 17:00	12,75	43,44
MANHÃ 13 ÀS 14:30	7,25	0,24
TARDE 15 ÀS 17:00	17,14	32,28

Com o intuito de verificar o fator que acarretava tal diferença, já sabendo que parte dela é devido à própria medida considerada como verdade terrestre, alteraram-se os valores dos coeficientes de reflexão atmosférica (indiretamente esta indica a alteração no coeficiente de espalhamento atmosférico, ou seja, mudanças na concentração de particulados (aerossóis)) e do coeficiente de absorção pelo vapor d'água. Estes fatores são os responsáveis pela atenuação da radiação solar no modelo físico utilizado (Gautier et alii, 1980) para a estimativa de radiação solar por satélite.

O fator de espalhamento neste modelo é dividido em duas partes: espalhamento da radiação solar dirigida para a superfície e espalhamento da radiação solar refletida por ela.

O fator espalhamento da radiação solar dirigida para a superfície é o principal responsável pela atenuação atmosférica, e esta mostrou-se maior à tarde. As causas desta ocorrência podem ser: a influência da umidade relativa no aumento da seção de espalhamento e o aumento da concentração de particulado atmosférico. Segundo Covert et alii (1972), o coeficiente de espalhamento aumenta rapidamente para valores de umidade relativa maiores do que 60%, sendo praticamente constante (0,15) para umidade que varia de 20 a 60%. Em todos os dias analisados, com exceção dos dias julianos 120 e 129 (dias totalmente cobertos por nuvens, devido à passagem de sistema frontal), a umidade relativa não ultrapassou 60% na parte da tarde, e os maiores valores desta variável foram encontrados no início do período da manhã. Isto indica que a atenuação atmosférica maior no período da tarde é devido ao aumento da concentração de particulado atmosférico liberado no decorrer do dia por atividades industriais. Na parte da manhã verifica-se que a atenuação é menor, pois de um dia para outro, mesmo que não ocorram chuvas que limpam a atmosfera, a névoa noturna auxilia na decantação dos particulados existentes no ar, além do auxílio da própria advecção natural da atmosfera, o que se encontra evidenciado na Tabela 4.4.

TABELA 4.4

TESTES COM ALTERAÇÕES NOS COEFICIENTES DE REFLEXÃO SOLAR DIRETA (α) E DIFUSA (α_1) PARA SITUAÇÕES CÉU LIMPO

DIA JULIANO	ERRO RELATIVO MÉDIO (%)			
	ESTIMATIVA NORMAL	$\alpha_1 = 0,106$	$\alpha = 0,03$	$\alpha_1 = 0,106$ e $\alpha = 0,03$
125 TARDE	20,44 $\sigma = 9,86$	20,91 $\sigma = 10,03$	15,98 $\sigma = 6,16$	14,82 $\sigma = 7,45$
126	12,75 $\sigma = 43,43$	13,11 $\sigma = 43,55$	9,13 $\sigma = 38,77$	7,59 $\sigma = 4,10$
127 MANHA	9,04 $\sigma = 3,16$	9,63 $\sigma = 2,60$	5,27 $\sigma = 3,09$	4,01 $\sigma = 2,24$
MÉDIA DESTES DIAS	12,34 $\sigma = 35,69$	12,80 $\sigma = 35,27$	8,57 $\sigma = 31,85$	7,18 $\sigma = 32,82$

Isto também foi verificado ao analisar os parâmetros de poeira médios obtidos através do método indireto convencional. Por exemplo, o parâmetro de poeira médio estimado para os dias que apresentavam situação de céu limpo, dentro do modelo de Brooks, para às 8 horas local foi de 5,70 e para às 15 horas local, de 6,26. Evidências reafirmam, agora numericamente, que a concentração de aerossóis na região eleva-se no decorrer do dia, o que implica uma maior atenuação da radiação solar direta.

Para estudar as influências do coeficiente de reflexão difusa, ou seja, o espalhamento da radiação solar difusa, este foi alterado em torno de 40% do valor estipulado por Paltridge (1973), obtido para uma situação ideal: oceano rugoso. Esta modificação acarretou um acréscimo praticamente insignificante (0,37%) no total da radiação solar estimada pelo satélite, resultado que reafirma a conclusão de Paltridge (1973), o qual cita que este coeficiente é praticamente constante para qualquer ângulo solar zenital.

Isto ocorre porque a radiação solar difusa representa, aproximadamente, 15% da radiação solar global (Midwest Plan Service, 1980) e, portanto, não muito significativa no total, em situações de céu limpo.

Para estudar o comportamento da variação da absorção pelo vapor d'água, alterou-se a constante empírica " λ ", responsável pela determinação do conteúdo de água precipitável da atmosfera. Com um decréscimo de 27% do valor característico para o mês de abril, verificou-se que a radiação solar incidente à superfície estimada pelo satélite era atenuada de aproximadamente 1,2%. De onde se conclui que, na faixa do satélite (0,55 a 0,75 μm), o vapor d'água não influencia muito na atenuação da radiação solar, o que concorda com a análise anteriormente feita com o método indireto convencional e com os estudos de Pinker e Ewing (1985), e de Lacis e Hansen (1974).

Em geral, na comparação da radiação solar instantânea estimada por satélite versus a registrada por piranômetro (Figura 4.6), observou-se uma tendência em superestimar os resultados. Além do problema de os dados de verdade terrestre serem subestimados, a superestimativa poderia ser proveniente de:

- Problemas de calibração dos sensores. Foi verificado que estes respondiam equivalentemente para a mesma região com ou sem cobertura.

- Problemas na navegação da região. Para eliminar este problema, observou-se o "pixel" representante de São José dos Campos e uma área de 3 por 3 "pixels" ao redor dele, em situações com ou sem cobertura, comparando-os com as medidas de piranômetros e as situações atmosféricas observadas.
- Problemas nos valores dos coeficientes utilizados no modelo físico. Nos testes ficou evidenciada a importância de uma melhor determinação do coeficiente de reflexão da radiação solar direta, na faixa do satélite, que mostrou ser o principal fator que influencia os resultados da radiação solar estimada pelo satélite, além de indicar que nesta banda os aerossóis são muito, ou até mesmo, os mais importantes na atenuação da radiação solar em situações de céu limpo.

Nos casos em que a diferença dos valores instantâneos é acentuada, ou seja, bem maior do que na média, foram verificados tipos de céu (cobertura) diferentes sobre o piranômetro e o campo de visada do satélite; isto é, a diferença torna-se mais acentuada quando a cobertura do céu é mista. Além disto, a radiação emitida pelo Sol atravessa meios (concentrações de ar, poluentes e vapor d'água) diferentes, dependendo do horário da análise.

Estes fatos evidenciam a necessidade de estudos sobre a influência do posicionamento do satélite em relação ao Sol, na obtenção da radiação solar refletida da superfície para o satélite. A Figura 4.8 esquematiza o percurso aparente do Sol e o posicionamento o satêlite em relação a um observador fixo na superfície terrestre.

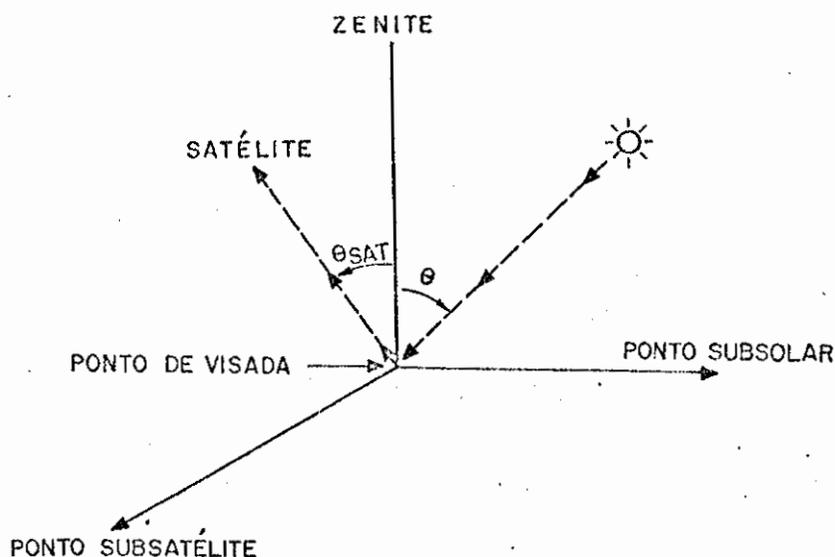


Fig. 4.8 - Posicionamento do Sol e do satélite em relação a um observador fixo na superfície terrestre.

Em todos os dias analisados, foi verificado que o erro relativo nas estimativas da radiação solar instantânea afastava-se muito das medidas registradas pelo piranômetro para ângulos muito altos. Quando o ângulo solar zenital está próximo de 60° , o erro relativo médio é de aproximadamente 7% para às 8 horas local ($\theta = 60^{\circ}$) e mais que 20% para às 16 horas local ($\theta = -60^{\circ}$). Isto deve ocorrer por problemas de intensificação do brilho devido ao posicionamento do Sol-satélite em relação a uma determinada região na superfície da Terra. Este brilho pode também ser intensificado na parte da tarde em São José dos Campos, por ser o período de entrada da brisa marítima, a qual acarreta alterações na concentração atmosférica. Segundo Taylor e Stowe (1984), as imagens de vem ser analisadas até ângulos zenitais de 50 graus. Este problema também foi verificado nas imagens de satélite (GOES-5), obtidas no dia juliano 56, referente ao segundo experimento, realizado em fevereiro de 1984.

A análise destas imagens encontra-se na Tabela 4.5, onde os dados de superfície, considerados como verdade terrestre, foram obtidos da diferença entre as radiações registradas com a utilização dos filtros OG1 e RG8. Nesta também se verifica uma superestimativa dos resultados para os horários de céu limpo, da mesma ordem que os resultados obtidos no experimento de abril-maio/85, além dos problemas de cobertura diferente na direção do satélite e do Sol, e a inviabilidade da análise de imagens para ângulos zenitais maiores que 60 graus.

TABELA 4.5

ESTIMATIVA DE RADIAÇÃO SOLAR INSTANTÂNEA OBTIDA ATRAVÉS DE
IMAGENS DE SATÉLITE PARA O DIA JULIANO 85 DE 1984

HORA TMG	ESTIMADO (E) (Wm ⁻²)	REGISTRADA (R) (Wm ⁻²)	ERRO RELATIVO (E-R)/R (%)
9:30	38,35	26,50	44,72
11:00*	124,82	108,78	14,75
13:00	218,96	199,44	9,79
15:00	255,92	228,73	11,89
17:00**	112,27	76,71	46,36

* Disco solar parcialmente encoberto com fracto Cumulus.

** Céu com Cumulus e disco solar limpo.

4.1.2 - ANÁLISE DA RADIAÇÃO SOLAR INTEGRADA

Serão feitas comparações da radiação solar integrada estimada com a utilização dos métodos semidireto, indireto convencional e indireto via satélite, em relação à radiação solar global registrada na superfície terrestre, e integrada durante o dia, além da intercomparação dos métodos entre si.

4.1.2.1 - ESTIMATIVA DO MÉTODO SEMIDIRETO

O modelo de Bennett (1965) foi elaborado para a obtenção de médias mensais da radiação solar global. Este modelo foi testado como um estimador de médias diárias, partindo do pressuposto que os valores dos coeficientes médios mensais fossem equivalentes aos coeficientes dos dias dos respectivos meses.

Com esta suposição, o método semidireto que utiliza o modelo de Bennett (1965), apresentou bons resultados para o experimento de abril-maio/85, ao serem eliminados da análise dois casos anômalos (dias julianos 118 e 120), e apresentou resultados razoáveis para o experimento de fevereiro/84.

O total diário para o experimento de abril-maio/85 foi obtido integrando os dados registrados pelo piranômetro, de minuto em minuto, através do método do trapézio, enquanto o total diário para o experimento de fevereiro/84 foi obtido através do método de equiparação entre área e massa.

Estes resultados são mostrados na Tabela 4.6 itens a e b. O experimento de abril-maio/85 apresentou um erro relativo médio de 3,91% com uma variância de 13,30 e o experimento de fevereiro/84 apresentou um erro relativo médio de 8,17% com uma variância, ainda mais alta, de 31,70.

TABELA 4.6

MÉTODO SEMIDIRETO

TOTAL DIÁRIO DA RADIAÇÃO SOLAR GLOBAL

A) EXPERIMENTO DE ABRIL-MAIO/85

DIA JULIANO	SEMI-DIRETO (SD) kJm ⁻² dia ⁻¹	REGISTRADA (R) kJm ⁻² dia ⁻¹	ERRO RELATIVO (SD-R)/R (%)
118*	244,42	152,51	60,26
119	228,42	247,25	-7,62
120*	176,15	133,75	31,70
124	198,00	197,18	0,42
125	245,27	243,65	0,66
126	274,76	286,80	-4,20
127	275,20	279,88	-1,67
129	94,17	103,37	-8,90
			ERRO MÉDIO RELATIVO = 3,91 σ = 13,30

* Eliminado no cálculo do erro relativo médio.

B) EXPERIMENTO DE FEVEREIRO/84

DIA JULIANO	SEMI-DIRETO (SD) kJm ⁻² dia ⁻¹	REGISTRADA (R) kJm ⁻² dia ⁻¹	ERRO RELATIVO (SD-R)/R (%)
46	376,03	373,99	0,55
47	374,91	340,44	10,13
48	399,04	373,34	6,88
49	345,67	343,81	0,54
50	448,25	394,17	13,72
51	360,67	349,78	3,11
52	334,71	343,86	-2,66
53	430,92	374,89	14,95
54	423,87	372,83	13,69
55	381,90	344,12	10,98
56	335,53	289,96	15,72
57	351,39	340,95	3,06
59	404,45	366,74	10,28
			ERRO MÉDIO RELATIVO = 8,17 σ = 31,70

Ao analisar a equação e os resultados, foi verificado que, por ter sido estudado apenas São José dos Campos, esta equação reduziu-se à equação de Ångström (1924), com coeficientes específicos para este caso. O problema encontrado ao utilizar este método foi o fato de ele não depender do período do dia solar em que ocorre a cobertura por nuvens, mas sim do total de horas de brilho solar do dia, o que implica em uma superestimativa dos resultados quando as coberturas de nuvens ocorrem próximas ao meio-dia solar, quando a intensidade radiante é máxima. Lanat et alii (1979) em sua formulação, que determina o total mensal da radiação solar global incidente na superfície através da utilização de duração do brilho solar, atribuíram diferentes pesos para diferentes horários em que ocorre brilho solar, por considerar este um fator importante neste tipo de estimativa.

A maneira como este modelo foi aplicado nestes dados seria mais confiável se se dispusesse de muitos anos com registros de horas de brilho solar para testar a suposição inicial, ou seja, a validade de aplicação de dados diários com valores de coeficientes médios mensais.

4.1.2.2 - ESTIMATIVA DO MÉTODO INDIRETO CONVENCIONAL

A estimativa do total diário da radiação solar foi obtida integrando (método do trapézio) os dados de radiação, estimados instantaneamente, e também os respectivos dados registrados pelo piranômetro, para cada dia.

Os totais diários de radiação solar direta, difusa e global, para o experimento de abril-maio/85, apresentaram pequenos erros relativos médios, ou seja, 2,07; 12,16 e 2,77% respectivamente, evidenciados na Tabela 4,7, o que indica que este método é um bom estimador do total diário. O maior erro encontrado ocorreu no cálculo do total diário da radiação solar difusa.

TABELA 4.7

MÉTODO INDIRETO CONVENCIONAL
RADIÇÃO SOLAR INTEGRADA DURANTE O DIA
EXPERIMENTO DE ABRIL - MAIO/85

A)

DIRETA			
DIA	ESTIMADA kJm ⁻² dia ⁻¹	REGISTRADA kJm ⁻² dia ⁻¹	ERRO RELATIVO (E-R)/R (%)
114	252,02	244,07	3,26
117	111,02	117,13	- 5,22
118	93,58	94,34	- 0,81
119	104,52	107,10	- 2,41
124	167,36	165,48	1,14
125	153,43	152,02	0,93
126	271,07	273,33	- 0,83
127	253,23	252,90	0,13
128	155,42	149,56	3,92
ERRO RELATIVO MÉDIO = 2,07 σ = 2,99			

B)

DIFUSA			
DIA	ESTIMADA kJm ⁻² dia ⁻¹	REGISTRADA kJm ⁻² dia ⁻¹	ERRO RELATIVO (E-R)/R (%)
114	37,40	46,36	- 19,33
117	18,26	20,59	- 11,32
118	14,01	13,56	3,32
119	15,75	16,72	- 5,80
124	25,33	38,68	- 34,51
125	22,98	21,86	5,12
126	40,47	34,62	16,90
127	37,57	39,08	- 3,86
128	23,68	26,09	- 9,24
ERRO RELATIVO MÉDIO = 12,16 σ = 102,46			

C)

GLOBAL			
DIA	ESTIMADA kJm ⁻² dia ⁻¹	REGISTRADA kJm ⁻² dia ⁻¹	ERRO RELATIVO (E-R)/R (%)
114	253,98	262,19	- 3,13
117	97,07	103,47	- 6,19
118	101,26	101,76	- 0,49
119	113,98	117,30	- 2,83
124	163,48	177,07	- 7,68
125	148,41	146,23	1,49
126	268,79	265,87	1,10
127	258,33	259,58	- 0,48
128	156,15	153,78	1,54
ERRO RELATIVO MÉDIO = 2,77 σ = 6,54			

A Tabela 4.8 mostra uma razão média de 15,65% entre as integrais da radiação solar difusa e global, registrada durante o dia em situações de céu limpo, excluindo-se o dia juliano 124 por ser considerado problemático. Este valor concorda com a percentagem de radiação solar difusa em relação à global referenciada no Midwest Plan Service (1980).

TABELA 4.8

PERCENTAGEM ENTRE O TOTAL DIÁRIO DA RADIAÇÃO SOLAR DIFUSA E GLOBAL
ABRIL - MAIO/85

DIA JULIANO	RADIAÇÃO SOLAR		PERCENTUAL RD/RG * 100
	DIFUSA (RD) kJm ⁻² dia ⁻¹	GLOBAL (RG) kJm ⁻² dia ⁻¹	
114	46,36	262,19	17,68
117	20,59	103,47	19,90
118	13,56	101,75	13,33
119	16,72	117,30	14,25
125	21,86	146,23	14,95
126	34,62	265,87	13,02
127	39,08	259,58	15,06
128	26,09	153,78	16,97
PERCENTUAL MÉDIO =			15,95
σ =			5,58

Portanto, como a radiação solar difusa contribui pouco no total global (situação de céu limpo), isto implica apenas uma pequena variação do erro relativo médio da radiação solar global integrada durante o dia em relação ao erro relativo médio da radiação solar direta (2,77 contra 2,07%).

O dia juliano 124 apresentou o maior erro relativo da radiação solar difusa, pois os registros deste dia foram tomados sob situações de céu misto, muito variável por causa dos restos de cobertura de nuvens deixados por uma frente que atingiu São José dos Campos no dia juliano 120 e da predominância de eventos médios e fortes. Isto, provavelmente, acarretou a introdução de respostas diferentes em algumas medidas instantâneas, já que a coleta de dados dos piranômetros foi espaçada de alguns segundos devido à troca de filtros, realizada a cada coleta instantânea (no segundo experimento a coleta de dados foi manual, vide Capítulo 3).

Os resultados obtidos da integração dos totais diários da radiação solar direta, difusa e global, para o experimento de fevereiro/84, apresentaram maiores erros relativos médios: 7,95; 15,09 e 5,96%, respectivamente, e com altas variâncias, como mostra a Tabela 4.9. Neste caso, o erro na estimativa da radiação solar difusa atenuou o erro na estimativa da radiação solar global.

TABELA 4.9

MÉTODO INDIRETO CONVENCIONAL - ESTIMATIVA DE RADIAÇÃO SOLAR DIÁRIA
(EXPERIMENTO DE FEVEREIRO/84)

A) DIRETA					B) DIFUSA					C) GLOBAL				
DIA JULIANO	ESTIMADA (E) $\text{kJm}^{-2}\text{dia}^{-1}$	REGISTRADA (R) $\text{kJm}^{-2}\text{dia}^{-1}$	ERRO RELATIVO $(E-R)/R$ (%)		DIA JULIANO	ESTIMADA (E) $\text{kJm}^{-2}\text{dia}^{-1}$	REGISTRADA (R) $\text{kJm}^{-2}\text{dia}^{-1}$	ERRO RELATIVO $(E-R)/R$ (%)		DIA JULIANO	ESTIMADA (E) $\text{kJm}^{-2}\text{dia}^{-1}$	REGISTRADA (R) $\text{kJm}^{-2}\text{dia}^{-1}$	ERRO RELATIVO $(E-R)/R$ (%)	
45	335,00	313,53	6,85		45	85,47	104,79	-18,44		45	367,53	374,04	-1,74	
46	296,35	282,89	4,76		46	74,68	115,72	-35,47		46	325,20	348,18	-6,31	
47	191,64	192,69	-0,55		47	47,45	47,68	-0,48		47	229,61	230,78	-0,51	
48	192,59	232,55	-14,56		48	51,35	69,11	-25,70		48	207,05	243,66	-15,03	
49	206,27	260,47	-20,81		49	51,08	50,29	1,57		49	212,99	241,08	-11,65	
50	412,67	455,14	-9,33		50	102,42	93,45	9,60		50	426,43	438,39	-2,73	
51	291,12	306,50	-5,02		51	74,68	86,68	-13,84		51	321,49	342,98	-6,27	
52	226,66	234,53	-3,36		52	58,24	58,59	-0,60		52	266,81	275,68	-3,22	
53	369,90	362,77	1,97		53	95,29	105,21	-9,43		53	395,61	393,95	0,42	
54	358,30	334,34	7,17		54	93,77	101,65	-7,75		54	360,21	361,16	-0,26	
55	320,74	303,15	5,80		55	84,54	90,19	-6,26		55	357,76	352,22	1,57	
56	251,18	257,97	-2,63		56	63,03	47,79	31,89		56	272,74	264,90	2,96	
57	332,44	394,27	-15,68		57	81,07	69,24	17,09		57	333,86	349,06	-4,36	
58	60,65	69,01	-12,11		58	14,55	19,33	-24,73		58	53,40	68,28	-21,79	
59	250,74	230,89	8,60		59	63,10	51,11	23,46		59	267,25	241,70	10,57	
				ERRO RELATIVO MÉDIO = 7,95 $\sigma = 32,40$					ERRO RELATIVO MÉDIO = 15,09 $\sigma = 127,87$					ERRO RELATIVO MÉDIO = 5,96 $\sigma = 39,01$

A percentagem média da radiação solar difusa em relação à radiação solar global, integrada durante o dia, foi de 24,41% maior do que a encontrada no experimento de abril-maio/85, cujos resultados podem ser vistos na Tabela 4.10.

TABELA 4.10

PERCENTAGEM ENTRE O TOTAL DIÁRIO DA RADIAÇÃO SOLAR DIFUSA E GLOBAL
FEVEREIRO/84

DIA JULIANO	RADIAÇÃO SOLAR		PERCENTUAL RD/RG * 100 (%)
	DIFUSA (RD) kJm ⁻² dia ⁻¹	GLOBAL (RG) kJm ⁻² dia ⁻¹	
45	104,79	374,04	28,02
46	115,72	348,18	33,24
47	47,68	230,78	20,66
48	69,11	243,66	28,36
49	50,29	241,08	20,86
50	90,66	438,39	20,68
51	86,68	342,98	25,27
52	58,59	275,68	21,25
53	105,21	393,95	26,71
54	101,65	361,16	28,15
55	90,19	352,22	25,61
56	47,79	264,90	18,04
57	69,24	349,06	19,84
58	19,33	68,28	28,31
59	51,11	241,70	21,15
PERCENTAGEM MÉDIA = 24,41			
			σ = 18,90

Esta diferença é dada, provavelmente, devido aos poucos recursos, em termos de instrumentação e coleta de dados, utilizados neste experimento, além da qualidade dos dados coletados serem influenciados por erros humanos, como por exemplo: espera da estabilização das respostas no registrador devido às mudanças de filtros e ao posicionamento do disco sombreador do piranômetro, a cada medida. Já no experimento de abril-maio/85, estes dados foram coletados a cada minuto, com quatro piranômetros, cada um com seu respectivo filtro, e o piranômetro que registrava a radiação solar difusa possuía um anel como sombreador, o que eliminava os ajustes contínuos.

4.1.2.2.1 - ANÁLISE DO PARÂMETRO DE POEIRA

Ao avaliar os resultados deste método, verificou-se que o parâmetro de poeira era a variável que mais afetava a estimativa da radiação solar direta, e conseqüentemente, a radiação solar global (Seção 4.1.1.1.1). Averiguou-se que o valor médio do parâmetro de poeira, obtido para o experimento de fevereiro/84, era próximo ao limite superior citado por Schulze (1976), enquanto para o experimento de abril-maio/85 este valor médio apresentou-se bem maior do que o dado limite. Para verificar tal diferença, analisou-se a Equação 2.12, e pelo fato de o parâmetro de poeira ser inferido da própria equação, ele acabou atuando como um ajustador do modelo aos dados registrados pelo piranômetro. Segundo Schulze (1976), o parâmetro de poeira é sazonal e depende de diversos fatores como: altitude, concentração de aerossóis, etc.

Portanto, a diferença encontrada em relação à bibliografia poderia ser devido à utilização de outra parametrização para a obtenção do conteúdo de água precipitável existente na atmosfera, ou a fatores geográficos e climáticos distintos dos experimentos montados.

Para esclarecer o primeiro caso, testou-se o modelo com dois outros tipos de parametrização. A formulação proposta por McGee (Schulze, 1976) e a formulação utilizada por Alves (1981), ou seja, a de Hann (Robinson, 1966). Em todos os casos, os coeficientes encontram-se acima do limite proposto por Schulze (1976), como pode ser observado na Tabela 4.11. Esta tabela evidencia que não foi este o termo que acarretou tal diferença. O valor de "d", obtido através da metodologia de Viswanadham (1981), que determina o conteúdo d'água precipitável, utilizada neste trabalho, mostrou ser equivalente ao de McGee. Optou-se por esta metodologia, por ser a mesma empregada no modelo de Gauthier et alii (1980).

TABELA 4.11

PARÂMETRO DE POEIRA

METODOLOGIA EMPREGADA • NA OBTENÇÃO DE	COEFICIENTE "d"	DESVIO PADRÃO	VARIÂNCIA
Vishwanadham	6,099	0,34	0,116
Hann	4,815	0,41	0,165
McGee	6,786	0,37	0,135

Isto vem a indicar que os fatores climáticos e geográficos talvez sejam os principais causadores desta diferença, já que não se têm medidas reais para uma análise mais precisa do parâmetro de poeira "d".

A análise da equação de Brooks (1959), realizada por Schulze (1976) para Pietermaritzburg, sul da África, em uma região montanhosa e com clima semi-árido, apresenta condições atmosféricas distintas de São José dos Campos.

Como São José dos Campos é uma cidade com grande atividade industrial, considerou-se, numa simulação, que o parâmetro de poeira médio seria o máximo citado por Schulze (1976), ou seja "d" igual a três. Verificou-se que os dados instantâneos possuíam um alto grau de correlação (0,977) com os dados registrados por piranômetro, e com um desvio padrão um pouco maior ($23,29\text{W/m}^2$) do que o estimado originalmente. Mas, ao fazer a integração diária e ao compará-la com o total integrado dos registros de piranômetro, a discrepância tornou-se acentuada em relação à integração dos resultados originais. O maior erro relativo obtido na estimativa da radiação solar direta, durante os nove dias analisados originalmente, para o experimento de abril-maio/85, era de -5,22% (erro relativo médio de 2,07% variância de 2,99) (Tabela 4.7(a)), e o maior erro relativo obtido na simulação foi de 32,12% (erro relativo médio de 27,21%, variância de 13,86). Ao avaliar a radiação solar global, o erro relativo médio foi de 19,92% com uma variância de 14,49, como mostra a Tabela 4.12.

TABELA 4.12

RADIÇÃO SOLAR INTEGRADA DURANTE O DIA
COM D=3 (TESTE)

A)

D I R E T A			
DIA	ESTIMADA (E) $\text{kJm}^{-2}\text{dia}^{-1}$	REGISTRADA (R) $\text{kJm}^{-2}\text{dia}^{-1}$	ERRO RELATIVO (E-R)/R (%)
114	318,21	251,46	26,55
117	150,51	117,13	28,50
118	115,83	94,34	22,78
119	129,18	107,10	20,62
124	216,39	165,48	30,77
125	197,65	152,02	30,02
126	348,11	273,33	27,36
127	319,16	252,90	26,20
128	197,60	149,56	32,12
ERRO RELATIVO MÉDIO = 27,21			$\sigma = 13,86$

B)

G L O B A L			
DIA	ESTIMADA (E) $\text{kJm}^{-2}\text{dia}^{-1}$	REGISTRADA (R) $\text{kJm}^{-2}\text{dia}^{-1}$	ERRO RELATIVO (E-R)/R (%)
114	309,67	262,19	18,11
117	121,89	103,47	17,80
118	121,91	101,76	19,80
119	137,04	117,30	16,83
124	200,63	177,07	13,31
125	182,42	146,23	24,75
126	328,91	265,87	23,71
127	314,29	259,56	21,09
128	190,54	153,78	23,90
ERRO RELATIVO MÉDIO = 19,92			$\sigma = 14,49$

Estes resultados mostram que o valor do parâmetro de poeira obtido ($d = 6,10$) é representativo da região de São José dos Campos e para a época em questão. Esta discussão evidencia a necessidade de maiores estudos deste fator.

4.1.2.3 - ESTIMATIVA DO MÉTODO INDIRETO VIA SATÉLITE

O total diário da radiação solar global estimada através de imagens de satélite é obtido através da integração (método do trapézio) das estimativas instantâneas provenientes deste método.

Pelo fato de o satélite superestimar os resultados, como pode ser visto na plotagem das estimativas instantâneas (Figura 4.6), e considerando o fato de alguns horários de gravação de imagens de satélite estarem comprometidos, a integração foi realizada considerando as áreas parciais que possuísem estimativas defasadas de trinta minutos. A mesma metodologia, utilizando os horários correspondentes, foi empregada na integração dos dados registrados por piranômetro. Estes resultados encontram-se na Tabela 4.13.

TABELA 4.13

RADIAÇÃO SOLAR DIÁRIA ESTIMADA COM IMAGENS DE SATÉLITE

DIA JULIANO	INDIRETO VIA SATÉLITE (IS) kJm ⁻² dia ⁻¹	REGISTRADOR (R) kJm ⁻² dia ⁻¹	ERRO RELATIVO (IS-R)/R (%)
117	6,575	3,579	83,71
118	16,356	14,466	13,06
119**	50,693	42,227	20,05
120*	5,797	3,477	66,72
124**	50,364	38,083	32,25
125**	51,673	36,014	43,48
126	58,573	49,873	17,44
127	53,584	46,944	14,14
128	29,297	25,345	15,59
129*	29,149	17,939	62,49

* Situação com cobertura de nuvens durante todo o dia.

** Período com cobertura de nuvens.

Neste caso consideraram-se todos os tipos de céu, diferindo do método indireto convencional, válido apenas para situações de céu limpo. Nos dias julianos 120 (parte da tarde) e 129 o céu esteve praticamente todo coberto, com vários tipos de nuvens (baixas, médias e altas), o que ocasionou coberturas diferentes nos pontos subsatélite e subsolar, implicando um erro relativo médio de 64,61% entre o estimado através do satélite e o registrado na superfície. Se a cobertura fosse uniforme, seria esperado um erro bem inferior, pois na análise instantânea de algumas coberturas de céu deste tipo, verificaram-se erros relativos pequenos.

Os altos erros relativos entre o total integrado a partir de imagens de satélite e o registrado, ocorridos nos dias julianos 117, 124 e 125, foram devidos basicamente à cobertura mista presente no céu, em grande parte do dia, acarretando o mesmo tipo de problema citado acima. No caso particular do dia 117, conseguiram-se somente imagens de satélite com ângulos solar zenital superiores a 55 graus, os quais, segundo Taylor e Stowe (1984), acarretam altos erros nas respostas do satélite.

Isto vem confirmar a citação anterior da análise dos resultados instantâneos, onde se verificou que, até 60 graus, a superestimativa obtida a partir de imagens de satélite encontrava-se dentro do erro relativo médio dos dias analisados com situação de céu limpo.

Para verificar a influência da inclusão, no cálculo do total diário, de ângulos solares altos, integraram-se os resultados estimados instantaneamente, eliminando-se os casos com ângulos superiores a 60 graus. Os erros obtidos com esta integração podem ser observados na Tabela 4.14, mostrando-se menores do que os obtidos anteriormente.

TABELA 4.14

RADIAÇÃO SOLAR DIÁRIA NA FAIXA DO SATÉLITE EXCLUINDO HORÁRIOS ONDE $\theta > 60^\circ$

DIA JULIANO	INDIRETO VIA SATÉLITE (IS) $\text{kJm}^{-2}\text{dia}^{-1}$	REGISTRADA (R) $\text{kJm}^{-2}\text{dia}^{-1}$	ERRO RELATIVO (IS-R)/R (%)
118***	16,356	14,466	13,06
119**	49,733	41,809	18,95
120*	4,027	2,902	38,77
124**	46,871	36,420	28,70
125**	46,540	33,524	38,83
126	53,469	47,007	13,75
127	52,311	46,495	12,51
128***	29,297	25,344	15,60
129*	25,492	17,238	47,88

- * situação com cobertura de nuvens durante o dia.
- ** período com cobertura de nuvens.
- *** não haviam imagens com $\theta > 60^\circ$.

Ao comparar os erros relativos médios da integração diária dos valores estimados com a utilização de imagens de satélite, verificou-se que ao eliminar as estimativas obtidas com os ângulos maiores que 60 graus, o erro diminuía de 15,06 para 13,73%, em situações de céu limpo e com cirrus, e de 51,45 para 34,63%, em situações com vários tipos de nuvens (Tabelas 4.13 e 4.14). Estes valores, na realidade, são menores, pois os dados tomados como verdade terrestre estão subestimando os valores reais, como explicado no Capítulo 3 (Seção 3.2.3.3.1).

4.1.2.4 - COMPARAÇÃO DOS MÉTODOS DE ESTIMATIVA DA RADIAÇÃO SOLAR GLOBAL

Com o intuito de comparar os três métodos, semidireto, in direto convencional e indireto via satélite, em relação ao método dire to (dados registrados do piranômetro), analisaram-se todos os métodos com o mesmo intervalo de registro. Para efetuar esta comparação, foram considerados, nos métodos indiretos, somente os horários comuns a ambos, que possuíssem estimativas da radiação solar global, e portanto, intercom pararam-se apenas situações de céu limpo, pelo fato de o método indire to convencional ser válido somente para esta situação. A integração foi realizada calculando áreas parciais somente para os horários contigua mente espaçados, coincidentes com os horários de obtenção de imagens de satélite.

O intervalo de tempo para a integração foi equivalente ao intervalo de gravação das imagens de satélite, por ser este o maior pe ríodo na obtenção de estimativas de radiação solar global, em relação a todos os outros métodos.

A integração dos dados de piranômetros (método direto) foi realizada da mesma maneira que a dos métodos indiretos. O método semidi reto não permite a análise de áreas parciais, pois seria o mesmo que considerar os períodos sem os registros de satélite como encobertos. Mas por não haver nenhum dia com todas as imagens de satélite contínuas e com o céu limpo, foi feita a estimativa do modelo de Bennett (1965) com o valor da duração de brilho solar obtida pela soma das horas de brilho solar, dentro dos intervalos comuns aos outros métodos.

Como o intervalo espectral visto pelo satélite GOES-OESTE representa 23,915% da radiação solar visível incidente no topo da atmos fera (Apêndice E), ao dividir por 0,23915 a radiação solar estimada via satélite, esta será convertida para a faixa do espectro global. Isto acarreta uma superestimativa da radiação solar global estimada, devido

ã não-consideração das bandas de absorção do vapor d'água, para comprimentos de ondas maiores do que $0,75 \mu\text{m}$, conforme mencionado no Capítulo 3.

A intercomparação e os resultados encontram-se apresentados na Figura 4.9 e quantitativamente, com os erros relativos médios e variâncias em relação ao método direto na Tabela 4.15.

Ao analisá-las, pôde-se confirmar as observações das comparações individuais de cada método em relação ao método direto, ou seja: uma ótima concordância do método indireto convencional; uma superestimativa da ordem de 14% para situação de céu limpo, do método indireto via satélite (com pequena variância); e uma superestimativa do método semidireto para os dias com menos imagens de céu limpo. Ao considerar dias com muitas imagens espaçadas regularmente, com situação de céu limpo (dias julianos 126 e 127), verificou-se um erro relativo de 4,09% com variância de 1,45.

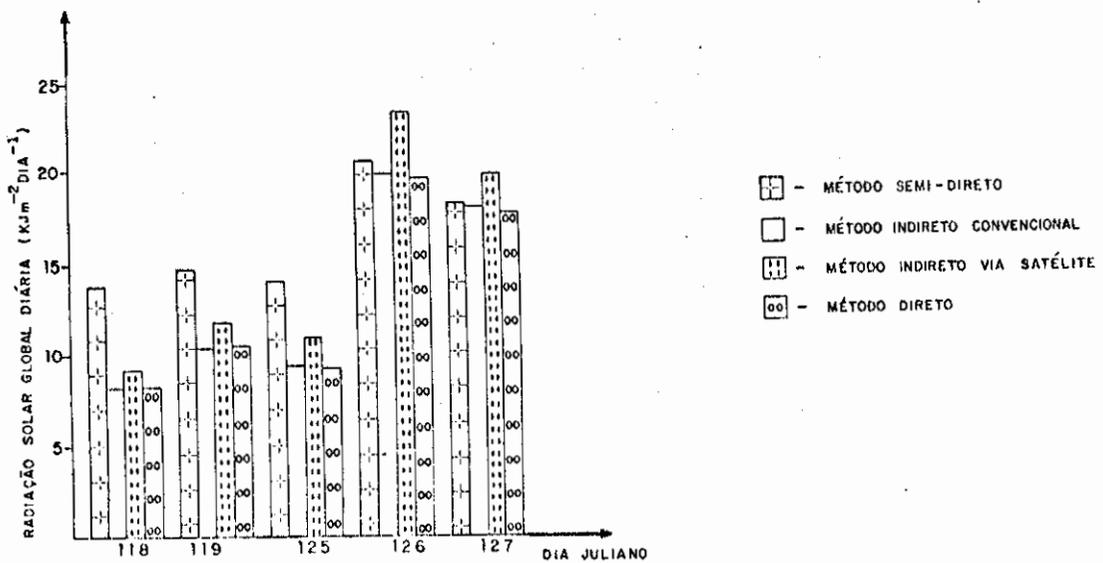


Fig. 4.9 - Radiação solar global integrada durante o dia (áreas parciais).

TABELA 4.15

TOTAIS INTEGRADOS

DIA JULIANO	MÉTODOS				ERRO RELATIVO AO MÉTODO DIRETO		
	SEMI-DIRETO (SD) kJm ⁻² dia ⁻¹	INDIRETO CONVENCIONAL (IC) kJm ⁻² dia ⁻¹	INDIRETO VIA SATELITE (IS) kJm ⁻² dia ⁻¹	DIRETO (D) kJm ⁻² dia ⁻¹	(SD-D)/D %	(IC-D)/D %	(IS-D)/D %
118*	138,07	81,13	91,63	81,48	69,45	-0,43	12,46
119*	148,28	103,91	117,91	105,02	41,19	-1,06	12,27
125*	141,63	92,71	109,13	92,26	53,51	0,49	18,29
126	206,70	198,66	233,93	196,98	4,94	0,85	18,76
127	183,78	181,08	198,25	178,02	3,24	1,72	11,36
ERRO RELATIVO MÉDIO (%)					**4,09	0,91	14,63
VARIÂNCIA					1,45	0,27	12,86

** Não foram incluídos na análise os casos com (*) por apresentarem altos erros relativos para o caso do método semidireto.

A disponibilidade de valores corretos do parâmetro de poeira médio para cada estação ou cada mês do ano, e para cada região, tornaria o método indireto convencional, em relação aos outros, o mais preciso para atuar como estimador da radiação solar instantânea e diária, para situações de céu limpo, em regiões onde houvesse, com certa frequência, registros de pressão e temperatura do ponto de orvalho.

O método indireto via satélite também mostrou ser um ótimo estimador da radiação solar global instantânea e diária. As vantagens deste em relação ao método convencional são: a possibilidade de obtenção desta medida em qualquer região de interesse onde fosse conhecida a temperatura do ponto de orvalho; a aplicabilidade deste método

para qualquer tipo de cobertura, embora ainda haja a necessidade de maiores estudos sobre a interação entre nuvens e radiação solar, isto é, a atenuação da radiação solar apresentada para cada tipo específico de nuvens.

Como em todos os casos, encontrou-se uma superestimativa dos resultados, onde os pontos poderiam ser ajustados a aproximadamente 14%, embora na realidade este erro seja menor, pois os dados considerados como verdade terrestre tendem a ser subestimados ao empregar a metodologia utilizada em sua obtenção (Capítulo 3).

Estes estudos mostraram a necessidade da obtenção de novos valores para os coeficientes de reflexão direta, por ser esta a variável mais influente na atenuação da radiação solar, em situação de céu limpo, como evidencia a Tabela 4.4, onde se visualiza uma tendência de amenização do erro relativo, com a alteração deste coeficiente.

A Tabela 4.16 mostra a amenização dos erros relativos no cálculo dos totais diários da radiação solar incidente na superfície, devido à introdução de correções nos dados de superfície, e no coeficiente de reflexão direta, para os dias julianos (com períodos contínuos de céu limpo) 125 (tarde), 126 (a partir das 13 horas TMG) e 127 (manhã). A correção de 5% nos dados de superfície é proveniente da análise realizada para cidade de Balboa, no canal do Panamá (Capítulo 3), para situações de céu praticamente limpo, onde o total diário da radiação solar incidente na superfície, na faixa espectral próxima ao do satélite, é comparado com o obtido através do produto da radiação solar global incidente na superfície terrestre, com o percentual de radiação que incidiria nesta faixa, no topo da atmosfera terrestre. A correção nos coeficientes de reflexão direta foi proporcional a 0,03, valor que apresentou o melhor resultado nos testes de estimativa da radiação solar (Tabela 4.4).

TABELA 4.16

TOTAIS INTEGRADOS PARA SITUAÇÃO DE CÉU LIMPO OBTIDOS ATRAVÉS DE ANÁLISE
COM O MÉTODO INDIRETO VIA SATÉLITE (SEM E COM ALTERAÇÕES)

DIA JULIANO	ERRO RELATIVO DAS ANÁLISES		
	ORIGINAL (%)	COM CORREÇÃO DE 5% NOS DADOS DE SUPERFÍCIE (%)	COM CORREÇÃO NO PARÂMETRO (COEFICIENTE DE REFLEXÃO DIRETA ($\alpha = 0,03$)) (%)
125	18,29	12,66	14,11
126	18,76	13,11	15,03
127	11,36	6,06	7,46

Em relação aos métodos indiretos, o método semidireto mostrou ser o menos confiável por apresentar a maior variância nos dias analisados. Isto pode ser devido à não-consideração, na formulação, dos períodos em que ocorreram coberturas e ao erro humano na leitura da duração do brilho solar (nos métodos indiretos apresentados aqui, este fator pode ser eliminado aperfeiçoando a automatização da coleta dos dados). No Brasil o papel do heliográfico não é padronizado, ou seja, as estações meteorológicas apresentam heliogramas com espessuras, formatos, papéis e tintas diferentes, o que acarreta, para o mesmo local e dia, a leitura de valores diferentes da duração das horas de brilho solar.

CAPÍTULO 5

CONCLUSÕES E SUGESTÕES

5.1 - CONCLUSÕES

Conclui-se que a maneira mais eficiente de estimar a radiação solar global, tanto instantânea como diária, é através da utilização de imagens de satélite, pois, além de apresentar alta resolução espacial e temporal, permitindo avaliar qualquer região e as variações de cobertura, fornece bons resultados na estimativa da radiação solar, em relação a outros métodos.

O método indireto via satélite apresentou uma superestimativa dos resultados, em média de 14%, para situação de céu limpo e com cirrus; portanto, ajustando-se os resultados, ter-se-ia uma ótima precisão para estes tipos de céu, e melhores resultados para situação com nuvens. Isto é válido não considerando o tipo de dados de superfície tomados como verdade terrestre, os quais tendem a ser subestimados pela forma como foram obtidos.

O método indireto convencional apresentou ótima precisão dos resultados devido à variável parâmetros de poeira ser ajustada aos dados de radiação solar registrada por piranômetro, além de ser este o termo mais influente no cálculo de radiação solar.

O método semidireto é aplicável à avaliação da radiação solar global mensal, embora ainda utilizado com certas restrições devido à validade da representatividade dos coeficientes de regressão para qualquer região. A obtenção da radiação solar global diária é questionável, pois, numa análise diária, outros fatores podem ser influentes, como, por exemplo, o período em que ocorre a cobertura, como citado por Lanat et alii (1979).

A grande dificuldade da viabilidade do método indireto convencional é que a sua aplicação depende da obtenção das variáveis: pressão, conteúdo de água precipitável e parâmetro de poeira. Este último restringe o método a cada região, por ser, até agora, obtido através do próprio modelo, além de possuir variação sazonal. Portanto, para tornar este método aplicável, devem-se obter os valores do parâmetro de poeira, representativos para cada estação do ano e cada localidade de interesse, além de este método ser válido somente para situações de céu limpo.

Ao fazer a análise de variáveis do método indireto via satélite, verificou-se que o coeficiente de reflexão direta é o fator mais influente na estimativa da radiação solar global, e alterações neste mostram tendências de redução no erro relativo entre a radiação estimada com a utilização de imagens de satélite e a registrada por piranômetro. As alterações do coeficiente de reflexão direta são necessárias, pois os valores foram obtidos para região bem distinta das encontradas no experimento de São José dos Campos, ou seja, para oceano rugoso.

Concluiu-se que, tanto no método indireto convencional como indireto via satélite, a concentração de aerossóis e gases existentes na atmosfera são os principais responsáveis pela atenuação da radiação solar. A variabilidade deste durante o dia é evidenciada nas estimativas da radiação solar global, plotadas na Figura 4.6, onde se verificou maior atenuação da radiação solar na parte da tarde, o que concorda com o método indireto convencional que apresentou os maiores valores do parâmetro de poeira à tarde.

O fato de a atenuação da radiação solar global, estimada através do método indireto via satélite, ser maior à tarde (praticamente o dobro da manhã), reafirma a necessidade da obtenção de novos valores dos coeficientes de reflexão direta para o continente, sendo

estes obtidos ao longo do dia, e não simetricamente, como foi obtido, ou seja, coeficientes equivalentes ao módulo do ângulo solar zenital (Apêndice D).

Averiguou-se que, para ângulos solares zenitais maiores que 60 graus, a análise de imagens de satélite tornava-se inviável, devido à grande reflectância do sistema terra-atmosfera, e que, segundo Taylor e Stowe (1984), as imagens deveriam ser analisadas até ângulos zenitais iguais a 50 graus. Averiguou-se também que se devem analisar com cuidado situações com coberturas distintas sobre o setor do satélite e piranômetro, pelo fato de estes estarem avaliando atenuações distintas da atmosfera.

5.2 - SUGESTÕES

Após a consecução destas análises, verificou-se as seguintes necessidades para o aprimoramento dos métodos que estimam a radiação solar global incidente na superfície.

- 1) Analisar o desdobramento do parâmetro de poeira em gases naturais e aerossóis (poluentes), avaliando o grau de influência de cada um na atenuação da radiação solar.
- 2) Obter experimentalmente o parâmetro de poeira.
- 3) Obter os coeficientes de reflexão direta para regiões continentais.
- 4) Implementar no método indireto convencional o parâmetro nuvem.
- 5) Avaliar a absorção da radiação solar de acordo com o tipo de nuvem.

- 6) Analisar a influência da geometria Sol-satélite na estimativa da radiação solar incidente na superfície, em especial para situações de céu misto.
- 7) Determinar a atenuação do vapor d'água para comprimentos de ondas maiores do que $0,75 \mu\text{m}$, para correção dos dados aqui analisados.
- 8) Implementar a absorção devida à concentração de ozônio no método indireto via satélite, como mencionadas por Diak e Gautier (1983).
- 9) Implementar as formulações para a obtenção da radiação solar difusa.
- 10) Substituir a rede solarimétrica do país por modelos que estimem a radiação solar incidente na superfície terrestre com a utilização de imagens de satélites meteorológicos, já testados e operacionais no Departamento de Meteorologia do Instituto de Pesquisas Espaciais (INPE).

Observação: Os itens 7, 8 e 9 poderão ser implementados com o experimento realizado em novembro de 1985, e com outros que serão realizados durante 1986, em Cachoeira Paulista.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALBRECHT, F. Intensität und spektralverteilung der globalstrahlung bei klarem himmel. *Arch. Met. Biokl. B. Bd.*, 3: 220-243, 1951.
- ALVES, A.R. *Irradiância solar global em superfícies de diferentes inclinações e azimutes, para Viçosa, MG.* Dissertação de Mestrado. Viçosa, UFV, 1981.
- ÅNGSTRÖM, A.K. Solar and atmospheric radiation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 50: 121, 1924.
- ARAI, N.; ALMEIDA, F.C. *Estimativa da radiação solar que chega à superfície terrestre utilizando satélites meteorológicos.* São José dos Campos, INPE, 1982. (INPE-2567-PRE/215).
- ARCHER, C.B. The relationship between radiation and solar altitude in Southern Africa. *Notos*, 13: 21-24, 1964.
- ASHBEL, D. *New world maps of global solar radiation during IGY, 1957-58.* Dept. of Climatology and Meteorology, Hebrew University of Jerusalem, Jerusalem, Israel, 1961.
- BARBARO, S.; COPPOLINO, S.; LEONE, C.; SINGARA, E. An atmospheric model for computing direct and diffuse solar radiation. *Solar Energy*, 22(3): 225-228, Mar., 1979.
- An atmospheric model applied to some actinometric station of Sicily. *Solar Energy*, 25(3): 201-106, Mar., 1980.
- BENNETT, I. Monthly maps of mean daily insolation for the United States. *Solar Energy*, 9(3): 145-152, Mar., 1965.
- BLAIR, T.; FITE, C.R. *Meteorologia.* Rio de Janeiro, Ao Livro Técnico S.A., 1964.
- BROOKS, F.A. *An introduction to physical microclimatology.* Davis, University of California, 1959.
- CHOU DHURY, B. A parameterized model for global insolation under partially cloudy skies. *Solar Energy*, 29(6): 479-486, June, 1982.

- COLE, R.J. *Direct solar radiation data as input into mathematical models describing the thermal performance of buildings*. I, A review of existing relationships which predict the direct component of solar radiation. *Building and environment*, 2: 173-179, Pergamon Press, Oxford, 1976a.
- *Direct solar radiation data as input into mathematical models describing the thermal performance of buildings*. II. Development of relationships. *Building and environment*, 2: 181-186, Pergamon Press, Oxford, 1976b.
- CONFORTE, J.C.; ARAI, N.; ALMEIDA, F.C. *Navegação das imagens dos satélites meteorológicos geoestacionários*. São José dos Campos, INPE, 1983. (INPE-2772-RPE/435).
- COOPER, P.I. The absorption of solar radiation in solar stills. *Solar Energy*, 12(3): 333-348, May, 1969.
- COULSON, K.L. Characteristics of the radiation emerging from the top of a Rayleigh atmosphere. *Planetary Space Science*, 1(1): 256-284, Jan., 1959.
- *Solar and terrestrial radiation - Methods and measurements*. New York, Academic Press, 1975.
- COVERT, D.S.; CHARLSON, R.J.; AHLQUIST, N.C. A study of the relationship of chemical composition and humidity to light scattering by aerosols. *Journal of Applied Meteorology*, 11(6): 968-976, June, 1972.
- DEER, V.E. Attenuation of solar energy by high, thin clouds. *Atmospheric Environment*, 14(6): 719-729, June, 1980.
- DELORME, C.; AMADO, J.; RABERANTO, P. The use of METEOSAT for solar radiation mapping. *Meteorologische Rundschau*, 36(2): 41-49, Apr., 1983.
- DIAK, G.R.; GAUTIER, C.; MASSE, S. An operation system for mapping insolation from GOES satellite data. *Solar Energy*, 28(5): 371-376, May, 1982.
- DIAK, G.R.; GAUTIER, C. Improvements to a simple model for estimating insolation from GOES data. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 22(3): 505-508, Mar., 1983.

- DUFFIE, J.A.; BECKMAN, W.A. *Solar energy thermal processes*. New York, John Wiley and Sons, 1974.
- ENHALT, J. *Constante de calibração dos piranômetros*. Atibaia, 1983. Comunicação pessoal à Elisabete Caria Moraes, abril de 1985.
- ESA, *Meteosat dissemination newsletter*. 2/84, S.L., 06.09.1984, 4p.
- FESTA, M. *Modelos de estimativa de radiação solar global a partir de dados meteorológicos de superfície: um estudo de aplicabilidade para Cananéia e Parque do Estado (SP)*. Dissertação de Mestrado, São Paulo, USP, 1981.
- FLOCAS, A.A. Estimation and prediction of global solar radiation over Greece. *Solar Energy*, 24(1): 63-70, Jan., 1980.
- GAUTIER, C.; DIAK, G.R.; MASSE, S. A simple physical model to estimate incident solar radiation at the surface from GOES satellite data. *Journal of Applied Meteorology*, 19(8): 1005-1012, Aug., 1980.
- GAUTIER, C. *Insolation variability and forecasting capacity*. In: BAHM, R.J., Satellites and forecasting of solar. Proceedings of the first workshop on terrestrial solar resource forecasting and on use of satellites for terrestrial resource assessment. Washington, ISES, 67-71, 1981.
- GAUTIER, C. Mesoscale insolation variability derived from satellite data. *Journal of Applied Meteorology*, 21(1): 51-58, Jan., 1982.
- HAMBRICK, L.N.; PHILLIPS, D.R. *Earth locating image data of spin-stabilized geosynchronous satellites*. NOAA Tech. Memorandum NES III, Washington, 1980.
- HANSON, K.; VONDER HAAR, T.H.; SUOMI, V. Reflection of sunlight to space and absorption by the earth and atmosphere over the United States during spring 1962. *Monthly Weather Review*, 95(6): 354-362, June, 1967.
- HANSON, K.A. A new estimate of solar irradiance at the earth's surface on zonal and global scales. *Journal of Geophysical Research*, 81(24): 4435-4443, Aug., 1976.

- HANSON, K.J.; HAY, J.E. *Presented at the 12th Technical Conference on Tropical Meteorology*, New Orleans, 24-27, 1979.
- HOYT, D.V. A model for the calculation of solar global insolation. *Solar Energy*, 21(1): 27-35, Jan., 1978.
- INSTITUTO DE PESQUISAS ESPACIAIS. Departamento de Meteorologia (INPE/DME). *Curso de satélites meteorológicos - Aplicações e fotointerpretação*, Parte A, B e C. São José dos Campos, INPE, 1981. (INPE-2235-MD/15).
- IQBAL, M. Hourly vs daily method of computing insolation on inclined surfaces. *Solar Energy*, 21(6): 485-489, June, 1978.
- *An introduction to solar radiation*. New York. Academic Press, 1983.
- LANAT, J.; ABBA, F.; BROMBRE, F.; DECAMPS, E.A. Correlation entre mesures de durées d'ensoleillement et d'énergie reçue au sol: Méthode du poids des heures. Application en zone sub-equatoriale d'altitude. *Revue Internationale d'Héliotechnique*, I semestre: 57-59, 1979.
- LACIS, A.A.; HANSON, J.E. A parameterization for the absorption of solar radiation in the Earth's atmosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 31(1): 118-133, Jan., 1974.
- LETTAU, H.; LETTAU, K. Shortwave radiation climatology. *Tellus*, 21(2): 208-222, Fev., 1969.
- LIU, B.Y.H.; JORDAN, R.C. The interrelationship and characteristic distribution of direct, diffuse and total solar radiation. *Solar Energy*, 4(3): 1-19, July, 1960.
- LIU, K.N. On the absorption, reflection and transmission of solar radiation in cloudy atmospheres. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 33(5): 798-805, May, 1976.
- *An introduction atmospheric radiation*. New York. Academic Press, 1980.
- LONDON, J.; SASAMORI, T. *Radiative energy budget of the atmosphere*. In: Cospar Plenary Meeting, 13: Leningrad, 20-29, May, 1970. Proceeding of open meeting of working groups. Berlin, Akademic-Verlag, 1971, v.1, p. 1, 639-649. (Cospar Space Research XI).

- KASTROV, V.G. *Solar radiation in the troposphere in the case of absolutely clean and dry air.* Trans. Centr. Aerol. Obs., nº 16, 1956.
- KLEIN, W.H.; GOLDBERG, B. *Solar radiation measurements 1976-1977.* Washington, D.C. Smithsonian Institution, s.d.
- KONDRATYEV, K.Y. *Radiation in the atmosphere.* New York, Academic Press, 1969.
- MAJUMDAR, N.C.; MATHUR, B.L.; KAUSHIK, S.B. Prediction of direct solar radiation for low atmospheric turbidity. *Solar Energy*, 13(4): 383-394, July, 1972.
- MARTINEZ-LOZANO, J.A.; TENA, F.; ONRUBIA, J.E.; DE LA RUBIA, J. The historical evolution of the Ångström formula and its modifications: review and bibliography. *Agricultural and Forest Meteorology*; 33 (2/3): 109-128, Dec., 1984.
- MIDWEST PLAN SERVICE. *Low temperature & solar grain drying handbook.* Iowa, 1980.
- MOLION, L.C.B. *A climatonic study of energy and moisture deforestation effects.* Ph.D. Thesis, Dept. of Meteorology, University of Wisconsin, Madison, 1976.
- MOSER, W.; RASCHKE, E. Mapping of global radiation and cloudiness from METEOSAT image data. *Meteorologische Rundschau*, 36(2): 33-41, Apr., 1983.
- NORTON, C.; MOSHER, F.R.; HINTON, B.; MARTIN, D.W.; SANTEK, D.; KUHLOW, W. A model for calculation atmospheric turbidity over the oceans from geostationary satellite data. *Journal of Applied Meteorology*. 19(6): 633-644, June; 1980.
- NUNES, G.; ANDRE, R.G.B.; VIANELLO, R.L.; MARQUES, V.S. *Estudo da distribuição da radiação solar incidente sobre o Brasil.* São José dos Campos, INPE, 1978. (INPE-1190-NTE/110).
- OMETTO, J.C. *Estudo das relações entre: radiação solar global, radiação líquida e insolação.* Tese de Doutorado, Piracicaba, ESAL-USP, 1968.

- PALTRIDGE, G.W. Direct measurement of water vapor absorption of solar radiation in the free atmosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 30(1): 156-160, Jan., 1973.
- PALTRIDGE, G.W.; PLATT, C.M.R. *Radiative processes in meteorology and climatology*. Amsterdam Scientific Publishing Company, 1976.
- PINKER, R.T.; EWING, J.A. Modeling surface solar radiation: Model formulation and validation: *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 24(5): 389-401, May, 1985.
- PRESCOTT, J.A. Evaporation from a water surface in relation to solar radiation. *Trans. Roy. Soc. Sci. Aust.*, 64: 114-125, 1940.
- RASCHKE, E.; PREUSS, H.J. The determination of the solar radiation budget at the earth's surface from satellite measurements. *Meteorologische Rundschau*, 32(1): 18-28, Feb., 1979.
- REDDY, S.J. An empirical method for the estimation of total solar radiation. *Solar Energy*, 13(2): 289-292, May, 1971.
- ROBINSON, N. *Solar radiation*. New York, Elsevier Publishing Company, 1966.
- SÁ, D.F. *Alguns aspectos da energia solar em Mandacaru*. Recife, SUDENE, 1972.
- SABBAGH, J.A.; SAYINGH, A.A.M.; EL-SALAM, E.M.A. Estimation of the total solar radiation from meteorological data. ISES Conference, Los Angeles, 1975.
- SAYIGH, A.A.M. *Solar energy engineering*. London, Academic Press, 1977.
- SANTOS, J.M. dos *Dados de radiação solar espectral de Tucuruí*. Tucuruí, 1980. Comunicação pessoal a Elisabete Caria Moraes, em outubro, 1985.
- SCHULZE, R.E. A physically based method of estimating the total solar radiation from suncards. *Agricultural Meteorology*. 16(2): 85-101, Feb., 1976.

- SIMAS, V.N.D.B. *Um modelo numérico para estudo do balanço de radiação solar aplicado à cidade de São Paulo*. Dissertação de Mestrado, São Paulo, USP-IAG, 1980.
- SMITH, W.L. Note on the relationship between total precipitable water and surface dew point. *Journal of the Applied Meteorology*, 5(5): 726-727, May, 1966.
- ; LORANGER, D. Radiometric calibration of polar and geosynchronous satellite shortwave detectors for albedo measurements. Dept. of Atmospheric Science, Colorado State University. Fort Collins (unpublished manuscript), 1977.
- TARPLEY, J.D. Estimating incident solar radiation at the surface from geostationary satellite data. *Journal of the Applied Meteorology*, 18(9): 1172-1181, Sep., 1979.
- TAYLOR, V.R.; STOWE, L.L. Reflectance characteristics of uniform earth and cloud surfaces derived from Nimbus-7 ERB. *Journal of Geophysical Research*, 89(4): 4987-4996, June, 1984.
- TETENS, O. Über einige meteorologische. *Begriffe*. *Z. Geophys.*, 6, 297-309, 1930.
- TUBELIS, A.; NASCIMENTO, F.J.L. do; FOLONI, L.L. Radiação Solar Global e Insolação em Botucatu - SP: Média e Mensais. *Botucatu Científica*, Série A, 2: 25-34, 1977.
- TWOMEY, S. On the possible absorption of visible light by clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 27(3): 514-515, May, 1970.
- VISWANADHAM, Y. The relationship between total precipitable water and surface dew point. *Journal of the Applied Meteorology*, 20(1): 1-8, Jan., 1981.
- VONDER HAAR, T.H.; ELLIS, J.E. *Solar radiation reaching the ground determined from meteorological satellite data*. Proc. of the Third Conference on Atmospheric Radiation, Davis, 187-189, 1978.

WALLACE, J.M.; HOBBS, P.V. *Atmospheric science an introductory survey*.
New York, Academic Press, 1977.

WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION (WMO). *Measurement of radiation and
sunshine*. In: Guide to Meteorological Instrument and Observing
Practices. Geneve, WMO, N° 8, 1971.

——— *Guide to meteorological instruments and methods of observation*.
Geneve, WMO, N.8, 1983.

YAMAMOTO, G. Direct absorption of solar radiation by atmospheric water
vapor, carbon dioxide and molecular oxygen. *Journal of the Atmospheric
Sciences*, 19(3): 182-188, Mar., 1962.

APÊNDICE A

CONTEÚDO DE VAPOR D'ÁGUA PRECIPITÁVEL

O conteúdo de vapor d'água precipitável é estimado pelo modelo empírico de Smith (1966) para o Hemisfério Norte e adaptado para o Hemisfério Sul por Vishwanadham (1981).

O modelo é dado pela relação entre conteúdo de vapor d'água (u) e mistura na superfície (r), por um perfil de mistura particular,

$$u = p_0 r_0 / g (\lambda + 1), \quad (\text{A.1})$$

sendo $r_0 = \epsilon e_0 / p_0$, onde p_0 é a pressão da atmosfera na superfície do mar, g a aceleração da gravidade, e λ um parâmetro que depende da latitude e estação do ano. Pela relação entre a pressão do vapor d'água (e) e a temperatura do ponto de orvalho (T_d), dada por Tetens (1930), tem-se:

$$e = E_0 + 10^{(\phi T_d - \beta) / (T_d + \gamma)}, \quad (\text{A.2})$$

onde E_0 é igual a 6108 dyn/cm², $\phi = 7,5$, $\beta = 238,1^\circ\text{F}$ e $\delta = 395,1^\circ\text{F}$.

Tem-se como uma boa aproximação a expressão:

$$r_0 = \epsilon E_0 / p \times 10^{(\phi T_d - \beta) / (T_d + \gamma)}, \quad (\text{A.3})$$

onde ϵ é igual a 0,622.

O perfil de mistura pode ser dado por:

$$r = r_0 \cdot (p/p_0)^\lambda, \quad (\text{A.4})$$

onde a média \bar{r} é expressa como:

$$r = 1/p_0 \int_0^{p_0} r_0 (p/p_0)^\lambda dp = r_0 / (\lambda + 1). \quad (\text{A.5})$$

A Equação A.1 pode, então, ser reescrita como:

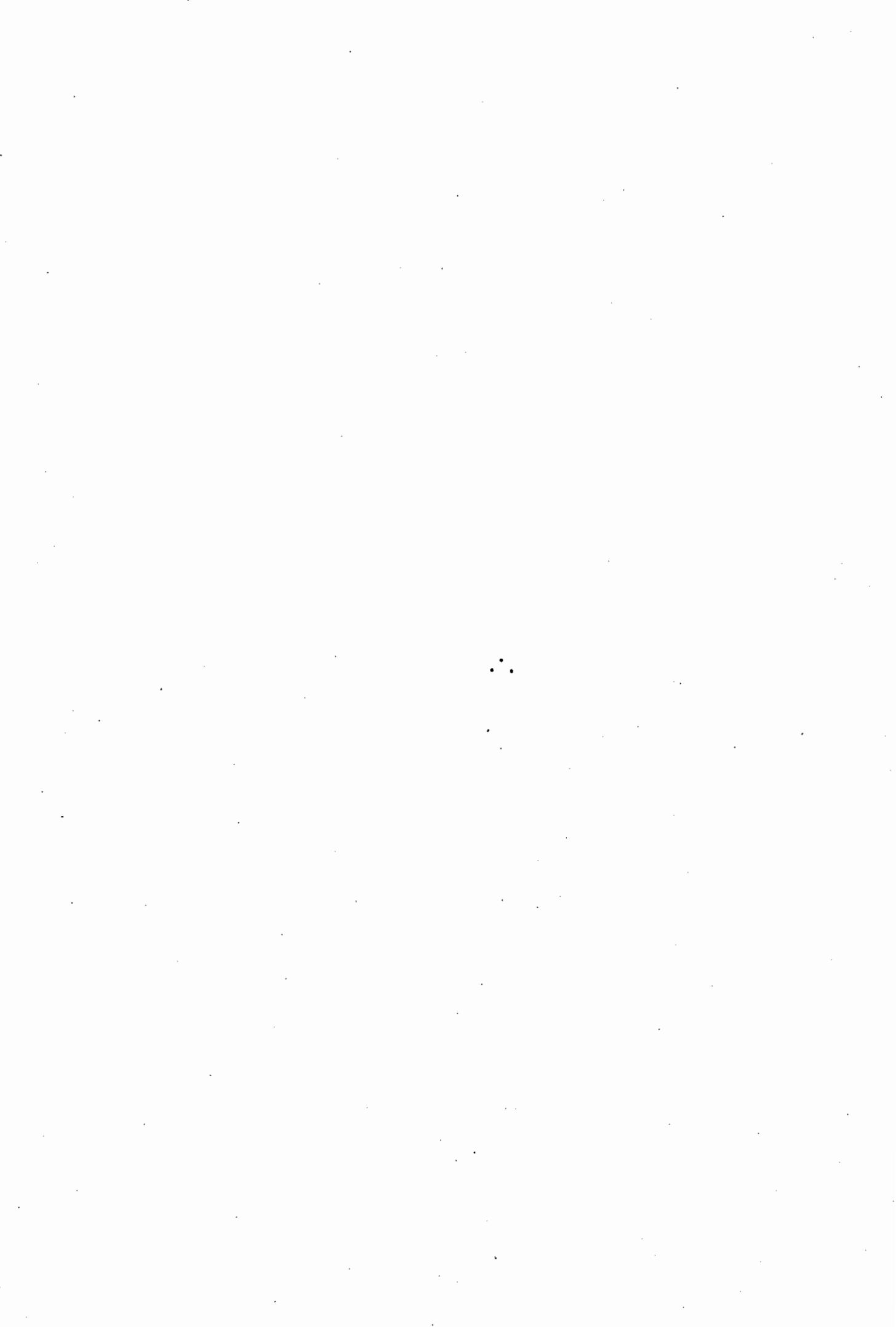
$$u = p_0 r_0 / g = (\epsilon E_0 / g) (1 / \lambda + 1) 10^{[(\phi Td - \beta) / (Td + \gamma)]} \quad (\text{A.6})$$

ou

$$\ln u = \ln(\epsilon E_0 / g) - \ln(\lambda + 1) + (\phi Td - \beta / Td + \gamma) \ln 10 \quad (\text{A.7})$$

Considerando uma variação normal do ponto de orvalho na superfície, a adição desta será constante e aproximadamente igual a 400°F, o que simplifica a Equação A.7, agora expressa por:

$$\ln u = [0,1133 - \ln(\lambda + 1)] + 0,0393Td. \quad (\text{A.8})$$



APÊNDICE B

COEFICIENTE λ

TABELA B.1

VARIAÇÃO DE λ COM A LATITUDE E ESTAÇÃO DO ANO

Latitude (°S)	January (summer)	April (autumn)	July (winter)	October (spring)	Annual average
00	3.62	3.44	3.61	3.56	3.56
05	3.59	3.52	3.79	3.79	3.67
10	3.59	3.72	4.02	3.94	3.82
15	3.67	3.82	4.03	3.97	3.87
20	4.52	4.57	4.47	4.50	4.51
25	3.83	3.94	4.03	3.95	3.94
30	3.98	4.13	4.10	4.12	4.08
35	4.14	4.21	4.29	4.28	4.23
40	3.99	4.15	4.16	4.05	4.09
45	3.63	3.74	3.80	3.74	3.72
50	3.33	3.46	3.66	3.54	3.49
55	3.18	3.32	3.60	3.43	3.38
60	3.14	3.27	3.49	2.29	3.05
65	3.20	3.22	3.20	3.09	3.18
70	2.99	2.29	2.33	2.25	2.46
75	2.17	0.93	1.25	1.20	1.39
80	1.88	0.71	0.67	0.98	1.06
85	1.15	0.18	0.50	0.86	0.67
90	0.44	-0.26	0.04	0.30	0.13
Southern Hemisphere average	3.16	2.96	3.11	3.04	3.06

FONTE: Vishwanadham (1981), p. 7.

1. The first part of the document discusses the importance of maintaining accurate records of all transactions and activities. It emphasizes that this is crucial for ensuring transparency and accountability in the organization's operations. The records should be kept up-to-date and accessible to all relevant personnel.

2. The second part of the document outlines the various methods and tools used for data collection and analysis. It highlights the need for a systematic approach to gathering information and the importance of using reliable sources. The document also discusses the challenges associated with data management and the need for effective strategies to overcome them.

3. The third part of the document focuses on the role of technology in modern data management. It explores how advanced software solutions can streamline processes and improve the efficiency of data handling. The document also touches upon the importance of data security and the measures that should be taken to protect sensitive information.

4. The fourth part of the document discusses the importance of data quality and the impact of poor data on decision-making. It emphasizes that high-quality data is essential for making accurate and informed decisions. The document also provides guidelines for ensuring data accuracy and consistency throughout the organization.

5. The fifth part of the document discusses the ethical considerations surrounding data collection and use. It highlights the need for transparency and informed consent from individuals whose data is being collected. The document also discusses the importance of data privacy and the measures that should be taken to protect it.

6. The sixth part of the document discusses the future of data management and the emerging trends in the field. It highlights the growing importance of big data and the need for organizations to adapt to these changes. The document also discusses the potential of artificial intelligence and machine learning in data analysis and the challenges associated with their implementation.

7. The seventh part of the document discusses the importance of data literacy and the need for organizations to invest in training and development. It emphasizes that data literacy is a key skill for success in the modern workplace. The document also provides suggestions for how organizations can foster a data-driven culture and encourage employees to embrace data as a tool for decision-making.

8. The eighth part of the document discusses the importance of data governance and the need for clear policies and procedures. It emphasizes that data governance is essential for ensuring that data is used responsibly and in compliance with relevant regulations. The document also provides guidelines for developing a robust data governance framework.

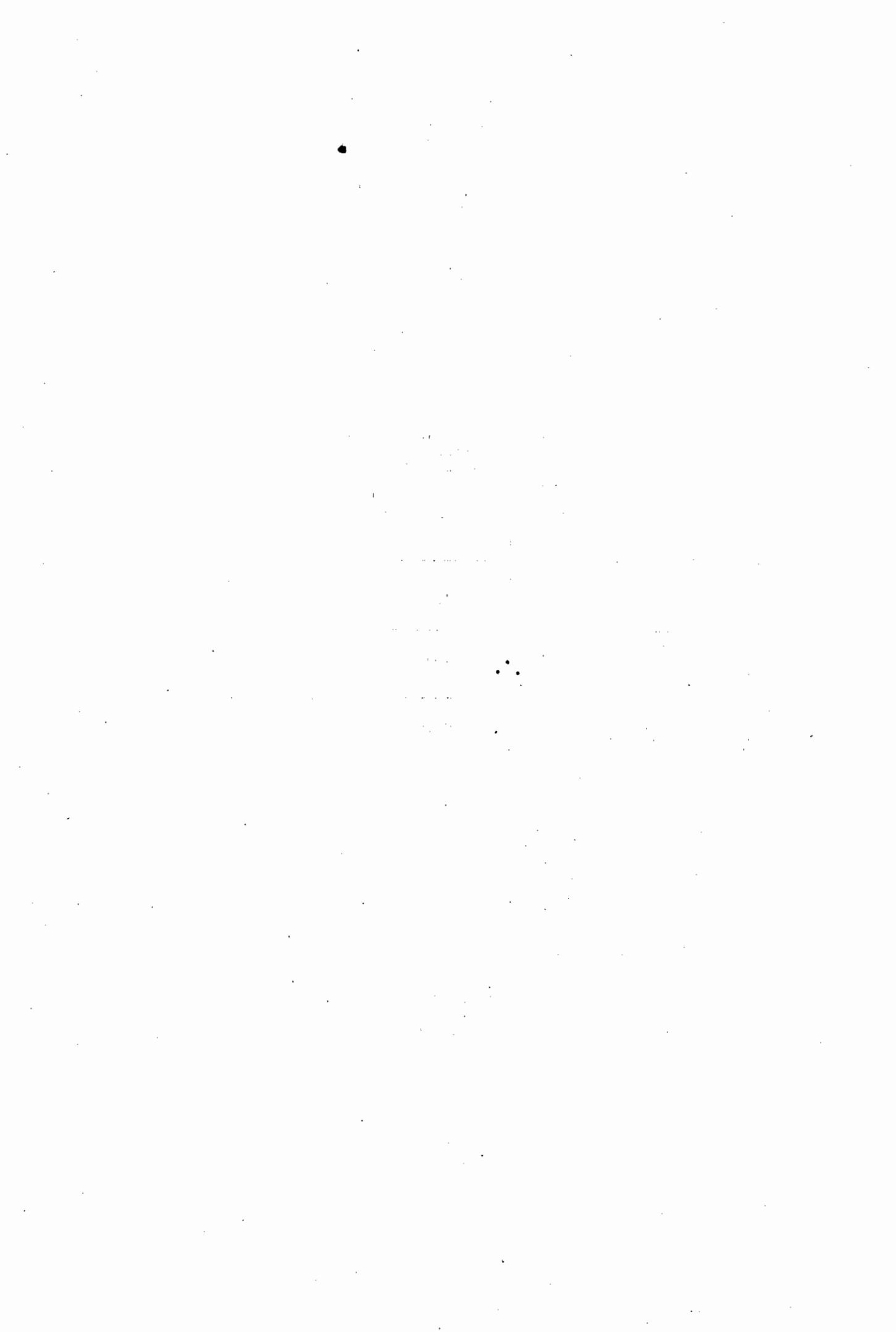
9. The ninth part of the document discusses the importance of data collaboration and the need for organizations to share information and insights. It emphasizes that data collaboration is essential for maximizing the value of data and driving innovation. The document also discusses the challenges associated with data collaboration and the need for effective communication and collaboration tools.

10. The tenth part of the document discusses the importance of data security and the need for organizations to implement strong security measures. It emphasizes that data security is a top priority for organizations and that they should take a proactive approach to protecting their data. The document also provides suggestions for how organizations can assess their data security risks and implement effective security measures.

APÊNDICE C

TEMPERATURA DO PONTO DE ORVALHO

A temperatura do ponto de orvalho pode ser obtida da temperatura do ar e depressão do bulbo úmido, dado pela tabela de pressão de saturação do vapor, em milibares, e temperatura do ponto de orvalho, em graus centígrados.



APÊNDICE D

COEFICIENTES DE REFLEXÃO

Paltridge (1973) verificou que os coeficientes de reflexão direta dependem principalmente do ângulo solar zenital, que pode ser da do segundo a tabela abaixo:

TABELA D.1

VARIAÇÃO DO COEFICIENTE DE REFLEXÃO DIRETA EM FUNÇÃO DO
ÂNGULO SOLAR ZENITAL

<u>ÂNGULO SOLAR ZENITAL (GRAUS)</u>	<u>α</u>
66,4	0,095
53,1	0,074
36,9	0,060
23,1	0,055
0,0	0,053

Verificou também que o coeficiente de reflexão para a radiação difusa (α_1) é independente do ângulo solar zenital, sendo constante e igual a 0,076.



APÊNDICE E

INSTRUMENTOS UTILIZADOS

TABELA E.1

PIRANÔMETROS UTILIZADOS

Piranometro	Modelo	Número	Constante de calibração $10^{-3} \text{ mV/Wm}^{-2}$	Patrimônio	Acoplado em	Experimento
Espectral Eppley	15	4922A	11,30	USP/IAG	Multímetro Digital 3465HP	1º e 2º
Eppley de Precisão	8.48	10653	9,25	INPE	Registrador Speedomax	1º e 2º
Espectral Eppley	PSP	16556F3	9,64	Jesus Mar dem dos Santos	S.A.A.D.*	3º
Espectral Eppley	2	1193613	9,88	Jesus Mar dem dos Santos	S.A.A.D.*	3º
**Espectral Eppley	PSP	148441+3	7,79	INPE	S.A.A.D.*	3º
**Espectral Eppley	PSP	17843F3	8,49	INPE	S.A.A.D.*	3º

* SAAD - Sistema Automático de Aquisição de Dados.

** Os piranômetros foram recentemente recalibrados no INPE/Atibaia.

Os filtros utilizados nos piranômetros, com seus respectivos intervalos espectrais, estão apresentados na Tabela E.2.

TABELA E.2

FILTROS UTILIZADOS

FILTRO	FAIXA ESPECTRAL (μm)	UTILIZADO NO PIRANÔMETRO ESPECTRAL c/cte (10^{-3}mV/Wm^{-2})	EXPERIMENTO	PERCENTAGEM DE RADIÇÃO SOLAR NA FAIXA ESPECTRAL EM RELAÇÃO À RADIÇÃO GLOBAL
WG7	0,280-2,8	11,30 9,25 7,79 e 8,49	1 ^o , 2 ^o e 3 ^o	100%
GG14	0,485-2,8	9,64	3 ^o	78,53%
OG1	0,525-2,8	11,30	1 ^o e 2 ^o	72,8%
RG8	0,71-2,8	11,30 e 9,88	1 ^o , 2 ^o e 3 ^o	49,16%

A faixa espectral do canal visível, no satélite GOES, é de 0,55 a 0,75 μm , e representa 23,92% da radiação solar global incidente no topo da atmosfera terrestre.

A radiação solar difusa, para os dois primeiros experimentos, foi obtida colocando um disco de metal entre o Sol e o elemento sensível do instrumento, estando o disco aproximadamente a cinquenta centímetros do sensor. No terceiro experimento, a radiação solar difusa foi obtida utilizando um anel de metal.

Os parâmetros meteorológicos convencionais necessários são:

APENDICE F

TABELA F.1

TABELA DE DIAS JULIANOS

	JANEIRO	FEBREIRO	MARÇO	ABRIL	MAYO	JUNHO	JULHO	AGOSTO	SEPTEMBRO	OUTUBRO	NOVEMBRO	DEZEMBRO
01	01	32	60	91	121	152	182	213	244	274	305	335
02	02	33	61	92	122	153	183	214	245	275	306	336
03	03	34	62	93	123	154	184	215	246	276	307	337
04	04	35	63	94	124	155	185	216	247	277	308	338
05	05	36	64	95	125	156	186	217	248	278	309	339
06	06	37	65	96	126	157	187	218	249	279	310	340
07	07	38	66	97	127	158	188	219	250	280	311	341
08	08	39	67	98	128	159	189	220	251	281	312	342
09	09	40	68	99	129	160	190	221	252	282	313	343
10	10	41	69	100	130	161	191	222	253	283	314	344
11	11	42	70	101	131	162	192	223	254	284	315	345
12	12	43	71	102	132	163	193	224	255	285	316	346
13	13	44	72	103	133	164	194	225	256	286	317	347
14	14	45	73	104	134	165	195	226	257	287	318	348
15	15	46	74	105	135	166	196	227	258	288	319	349
16	16	47	75	106	136	167	197	228	259	289	320	350
17	17	48	76	107	137	168	198	229	260	290	321	351
18	18	49	77	108	138	169	199	230	261	291	322	352
19	19	50	78	109	139	170	200	231	262	292	323	353
20	20	51	79	110	140	171	201	232	263	293	324	354
21	21	52	80	111	141	172	202	233	264	294	325	355
22	22	53	81	112	142	173	203	234	265	295	326	356
23	23	54	82	113	143	174	204	235	266	296	327	357
24	24	55	83	114	144	175	205	236	267	297	328	358
25	25	56	84	115	145	176	206	237	268	298	329	359
26	26	57	85	116	146	177	207	238	269	299	330	360
27	27	58	86	117	147	178	208	239	270	300	331	361
28	28	59	87	118	148	179	209	240	271	301	332	362
29	29	60	88	119	149	180	210	241	272	302	333	363
30	30	61	89	120	150	181	211	242	273	303	334	364
31	31	62	90	121	151	182	212	243	274	304	335	365