

TURBIDEZ ATMOSFÉRICA: RESULTADOS PRELIMINARES PARA TUCURUI (PA) E QUESTÕES LIGADAS À SUA AVALIAÇÃO¹

ARTEMIO PLANA FATTORI², GILBERTO FERNANDO FISCH³
e MAURO JANUÁRIO

(Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia – MCT)
(Caixa Postal 478, Manaus – AM – CEP 69000)

OSVALDO MACHADO RODRIGUES CABRAL

(Centro Nacional de Pesquisa em Seringueira e Dendê)
(CNPDS – EMBRAPA – MAgr)
(Caixa Postal 319, Manaus – AM – CEP 69000)

RESUMO

Este estudo apresenta resultados preliminares sobre turbidez atmosférica – grau de atenuação da radiação solar por material particulado em suspensão – em Tucuruí, Pará. São utilizados dois conjuntos de dados pireliométricos, obtidos sob diferentes condições ambientais, respectivamente em junho de 1984 (máxima atividade humana na construção da Hidroelétrica de Tucuruí) e em junho de 1985 (pequena atividade humana e ocorrência de “queimadas”). São discutidos alguns aspectos da avaliação monocromática da espessura óptica vertical associada ao aerossol a partir de dados de irradiância solar numa superfície normal à incidência, obtidos com filtros de banda larga. A comparação entre os valores médios desta espessura óptica mostra algumas diferenças significativas somente para $0,525 \mu\text{m}$ (+ 60%, entre junho de 1984 e de 1985). A dependência espectral da espessura óptica vertical associada ao aerossol é bastante similar àquela observada em áreas rurais contaminadas.

ABSTRACT

This work presents a discussion on atmospheric turbidity, the attenuation of solar radiation by aerosol, at Tucuruí, Pará. Two broadband pyrheliometric data periods are used, obtained under different environmental conditions: June 1984 (a maximum human activity in the construction of the Tucuruí's) and June 1985 (small human activity and occurrence of biomass burns). Some aspects of the monochromatic evaluation of aerosol optical depths from broadband measurements of normal incidence solar irradiance are discussed. The comparison between mean-period aerosol optical depths shows significant differences at $0.525 \mu\text{m}$ (+ 60%, between June 1984 and 1985) only. The spectral dependence of aerosol optical depths is very similar to that observed in affected rural areas.

1. INTRODUÇÃO

O termo “turbidez atmosférica” expressa um grau de contaminação da atmosfera quanto à presença de particulados em suspensão, e sua quantificação pode ser baseada na avaliação dos efeitos destes sobre o feixe direto de radiação solar.

O monitoramento desta turbidez atmosférica tem fornecido subsídio observacional a diversos tipos de estudo. Buriez *et al.*, (1986) têm testado técnicas de obtenção da irradiância solar global à superfície a partir de dados coletados com satélites artificiais, valorizando informações sobre a espessura óptica associada ao aerossol para a região geográfica de interesse. Toon & Pollack (1976), entre outros,

1 aspectos deste trabalho foram apresentados no IV Congresso Brasileiro de Meteorologia, realizado de 20 a 24 de outubro de 1986 em Brasília (DF);

2 presente afiliação: Depto de Meteorologia, IAG – USP, caixa postal 30627, São Paulo – SP – CEP 01051;

3 presente afiliação: Instituto de Atividades Espaciais, CTA – MAer, São José dos Campos – SP – CEP 12225.

têm modelado a distribuição de tamanho e a composição química de populações troposféricas e estratosféricas de material particulado, empregando avaliações de turbidez atmosférica como condição de consistência. Szymber & Sellers (1985), entre outros, têm diagnosticado a injeção de material particulado na estratosfera por atividade vulcânica, com efeitos que se sobrepõem a um determinado comportamento sazonal para a turbidez atmosférica. A nível de micro/mesoescala, Bridgman (1978), entre outros, tem comparado avaliações simultâneas de turbidez atmosférica, realizadas em áreas urbana e rural, e Malm & Walther (1979) têm discutido os efeitos, sobre padrões de turbidez atmosférica, do impacto ambiental antropogênico em torno de um canteiro de obras numa região semi-desértica. Modelos para a transferência da radiação solar na atmosfera terrestre têm sido validados a partir da inclusão de valores observados da espessura óptica associada ao aerossol (Ceballos, 1986). Muitos estudos têm sido publicados acerca dos aspectos sazonais e geográficos da turbidez atmosférica, cabendo aqui mencionar a compilação de resultados apresentada por Kondratyev (1969). A documentação de situações particulares mostra-se, assim, útil sob diversos pontos de vista.

O objetivo deste estudo é comparar, em termos da espessura óptica vertical associada ao aerossol, dois conjuntos de dados pireliométricos, coletados em épocas distintas na área de Tucuruí (PA). Algumas discussões são levantadas, acerca do tratamento deste tipo de dado (irradiância solar direta numa superfície normal à incidência mais irradiância circunsolar) e da interpretação dos resultados obtidos.

2. OBTENÇÃO DA ESPESSURA ÓPTICA VERTICAL ASSOCIADA AO AEROSSOL

A determinação pireliométrica F efetuada com um filtro espectral X de banda larga pode ser expressa em termos da soma de duas componentes: Φ , irradiância solar direta numa superfície normal à incidência ("fluxo direcional"; Ceballos & Gomes, 1982), sujeita somente a processos de atenuação e regida ao nível monocromático pela lei de Beer-Bouguer-Lambert; e f , irradiância circunsolar ou integração (ao longo do ângulo sólido visualizado pelo sensor) da radiação difusa produzida a partir do espalhamento do feixe direto por moléculas e partículas em suspensão, para a própria direção do sensor. O fluxo direcional de radiação solar pode ser escrito como

$$\begin{aligned} \Phi(X) &= (\bar{d}/d)^2 \cdot \int_{0,290 \mu\text{m}}^{4,0 \mu\text{m}} S_{0\lambda} \cdot t_{\lambda}(X) \cdot T_{\lambda}^+ \cdot T_{\lambda,M} \cdot d\lambda = \\ &= F(X) - f(X) \end{aligned} \quad (1)$$

Nesta expressão, \bar{d} e d são os respectivos valores médio (uma unidade astronômica = 1 UA) e efetivo para a distância Terra-Sol, $S_{0\lambda}$ a densidade espectral associada à cons-

tante solar (*World Radiation Center Spectrum*, tabelado por Iqbal, 1983), $t_{\lambda}(X)$ a transmitância do filtro X , $T_{\lambda,M}$ a transmitância atmosférica associada ao aerossol e T_{λ}^+ o produto

$$T_{\lambda}^+ = T_{\lambda,R} \cdot T_{\lambda,O_3} \cdot T_{\lambda,NO_2} \cdot T_{\lambda,w} \cdot T_{\lambda,g} \quad (2)$$

onde os subscritos referem-se, respectivamente, à dispersão molecular promovida pela fração considerada "pura" do ar (oxigênio, nitrogênio, argônio) e à absorção seletiva por ozônio, dióxido de nitrogênio, vapor d'água e gases ditos "menores" (dióxido de carbono, metano, oxigênio, outros). A obtenção de T_{λ}^+ é descrita em Apêndice. A inclusão de $t_{\lambda}(X)$ na formulação (1) tem sido efetuada por Genikhovich & Rusina (1974), e constitui procedimento alternativo à aplicação do fator de redução definido por Kondratyev (1969). A fração do espectro solar não incluída na integração indicada em (1) — ~ 1,6%, de acordo com Iqbal (1983) — é virtualmente eliminada ao longo do caminho óptico percorrido pela radiação solar até o nível da superfície.

A partição da região espectral 0,290–4,0 μm em cinco intervalos (A, B, C, D, E) é justificada adiante (Item 3). Definindo-se a transmitância média do i ésimo filtro ao longo do j ésimo intervalo espectral tal que

$$\begin{aligned} (\bar{d}/d)^2 \cdot \int_j S_{0\lambda} \cdot t_{\lambda}(X_j) \cdot T_{\lambda} + \cdot T_{\lambda,M} \cdot d\lambda = \\ = \bar{t}_j(X_j) \cdot (\bar{d}/d)^2 \cdot \int_j S_{0\lambda} \cdot T_{\lambda} + \cdot T_{\lambda,M} \cdot d\lambda \end{aligned} \quad (3)$$

então a expressão (1) pode ser reescrita como

$$\begin{aligned} \Phi(X_j) &= \sum_j (\bar{d}/d)^2 \cdot \int_j S_{0\lambda} \cdot t_{\lambda}(X_j) \cdot T_{\lambda} + \cdot \\ &+ \cdot T_{\lambda,M} \cdot d\lambda = \\ &= \sum_j \bar{t}_j(X_j) \cdot (\bar{d}/d)^2 \cdot \int_j S_{0\lambda} \cdot T_{\lambda} + \cdot T_{\lambda,M} \cdot d\lambda = \\ &= \sum_j \bar{t}_j(X_j) \cdot \Phi_j = F(X_j) - f(X_j) \end{aligned} \quad (4)$$

com $j = A, B, C, D, E$. A disponibilidade de 3 filtros Schott (OG1, RG2 e RG8) e de uma janela de quartzo (Q), com características espectrais descritas adiante (item 3) leva à obtenção de um sistema linear de 4 equações a 5 incógnitas:

$$\sum_j \bar{t}_j(Q) \cdot \Phi_j = F(Q) - f(Q)$$

$$\sum_j \bar{t}_j(OG1) \cdot \Phi_j = F(OG1) - f(OG1)$$

$$\sum_j \bar{t}_j(\text{RG2}) \cdot \Phi_j = F(\text{RG2}) - f(\text{RG2}) \quad (5)$$

$$\sum_j \bar{t}_j(\text{RG8}) \cdot \Phi_j = F(\text{RG8}) - f(\text{RG8}).$$

com $j = A, B, C, D, E$. Este sistema linear é indeterminado, mas permite a obtenção de Φ_j correspondente aos intervalos espectrais A, B, C e D caso algumas hipóteses sejam previamente tomadas acerca das irradiâncias $f(X)$ e Φ_E . Restringindo a metodologia às situações nas quais o disco solar não se acha encoberto por nebulosidade, decidimos considerar $T_{\lambda, M} = 0$ ao longo do intervalo espectral E (2,8 a 4,0 μm) e $f(X) = 0$, apesar de cálculos teóricos indicarem que, normalmente,

- (i) a atenuação devida ao aerossol atmosférico é menos importante entre 2,8 a 4,0 μm do que no restante do espectro solar (Shettle & Fenn, 1979); e
- (ii) a magnitude da contribuição circunsolar cresce no mesmo sentido da turbidez atmosférica para diversos tipos de população de partículas em suspensão (Thomalla *et al.*, 1983).

Sob tais argumentações, a aplicação das hipóteses $T_{\lambda, M} = 0$ entre 2,8 e 4,0 μm e $f(X) = 0$ conduz a superestimativas para as soluções Φ_j , ou seja, eventuais subestimativas de turbidez atmosférica.

Cabe observar que a própria avaliação de $\bar{t}_j(X_1)$ como média ponderada a partir de (3) requer o conhecimento prévio da transmitância $T_{\lambda, M}$ — curiosamente, a quantidade pesquisada. A questão pode ser solucionada, a princípio, de maneira iterativa: a adoção de algum valor inicial para $T_{\lambda, M}$ (T^0) possibilitaria avaliações preliminares de $\bar{t}_j(X_1)$ (t^0) e, através da metodologia discutida a seguir (entre outras), de valores para $T_{\lambda, M}$ (T^1); estes últimos seriam introduzidos na etapa inicial do processo (avaliação de t^1), e assim por diante, até que soluções "estáveis" para $T_{\lambda, M}$ fossem alcançadas. Entretanto, este tipo de procedimento torna-se possível somente quando do conhecimento acurado da dependência espectral de $T_{\lambda, M}$ através da técnica empregada para tratamento dos dados pireliométricos. Restringindo-nos aqui a levantar o problema, optamos por considerar, para efeito do cálculo de $\bar{t}_j(X_1)$, que $T_{\lambda, M}$ assume valor constante em cada j ésimo intervalo espectral, permitindo a expressão

$$\int_j \text{So}_{\lambda} \cdot t_{\lambda}(X_1) \cdot T_{\lambda}^+ \cdot d\lambda = \bar{t}_j(X_1) \cdot \int_j \text{So}_{\lambda} \cdot T_{\lambda}^+ \cdot d\lambda, \quad (6)$$

para $j = A, B, C, D$.

A grandeza de real interesse em termos de turbidez atmosférica é a espessura óptica vertical associada ao aerossol, $T_{\lambda, M}$, em vista do seu direto significado físico: integração do coeficiente linear de atenuação por particu-

lados, ao longo de um caminho óptico vertical (Paltridge & Platt, 1976). O "método da derivada", ideado por Ceballos (1982, comunicação pessoal) e colocado em prática a partir de dados similares aos aqui empregados (Fattori & Ceballos, 1984; 1986), tem permitido a obtenção desta espessura óptica ao nível monocromático; tais avaliações de $T_{\lambda, M}$ têm-se mostrado compatíveis a resultados $\bar{T}_{\Delta\lambda, M}$ alcançados a partir de procedimento já clássico na literatura (McCartney & Unsworth, 1978).

As soluções Φ_B , Φ_C e Φ_D do sistema linear (5) — alcançadas a partir das citadas hipóteses — podem ser combinadas convenientemente como $\Phi_2 = \Phi_B + \Phi_C + \Phi_D$, $\Phi_3 = \Phi_C + \Phi_D$ e $\Phi_4 = \Phi_D$, e reescritas na forma

$$\Phi_i = \Phi(\Lambda_i) = (\bar{d}/d)^2 \cdot \int_{\Lambda_1}^{\Lambda_5} \text{So}_{\lambda} \cdot T_{\lambda}^+ \cdot T_{\lambda, M} \cdot d\lambda \quad (7)$$

com $i = 2, 3, 4$, sendo Λ_j o comprimento de onda correspondente ao limite inferior do j ésimo intervalo espectral, com $j = 2, 3, 4, 5$ ($j = 2$ para o intervalo B, e assim por diante). A quantidade Φ_1 consistiria no próprio fluxo direcional de radiação solar medido a partir do i ésimo filtro de banda larga ($i = 2$ para o filtro OG1, e assim por diante), caso este fosse totalmente opaco abaixo da banda de corte inferior e acima da banda de corte superior, e totalmente transparente entre elas, na escala λ . Pode-se dizer que a expressão (7) amostra em $\Lambda = \Lambda_1$ uma função contínua (Φ) de argumento único (Λ) para cada condição atmosférica e de posição do disco solar. Assim, genericamente,

$$\Phi(\Lambda) = (\bar{d}/d)^2 \cdot \int_{\Lambda}^{\Lambda_5} \text{So}_{\lambda} \cdot T_{\lambda}^+ \cdot T_{\lambda, M} \cdot d\lambda \quad (8)$$

para Λ entre Λ_2 e Λ_5 . O cálculo diferencial e integral (Moise, 1972, pp. 124-126) proporciona a relação

$$\left. \frac{d\Phi(\Lambda')}{d\Lambda'} \right|_{\Lambda' = \Lambda} = -(\bar{d}/d)^2 \cdot \text{So}_{\Lambda} \cdot T_{\Lambda}^+ \cdot T_{\Lambda, M} \quad (9)$$

e tornam-se possíveis avaliações monocromáticas da espessura óptica vertical associada ao aerossol.

$$\tau_{\lambda, M} = (1/m_r) \cdot \log_e(1/T_{\lambda, M}). \quad (10)$$

a partir da obtenção da derivada à esquerda de (9) para o comprimento de onda de interesse.

A espessura óptica calculada por (10) para os comprimentos de onda de 0,525, 0,620 e 0,690 μm (correspondentes às bandas de corte inferior dos 3 filtros empregados) constitui o índice de turbidez atmosférica analisado neste estudo. A quantidade m_r em (10) consiste na massa óptica relativa para o ar puro e operacionalmente tem sido empregada para os demais processos de transferência de radiação solar na atmosfera terrestre (Iqbal, 1983).

3. INSTRUMENTAL E DADOS UTILIZADOS

Foram realizadas duas fases intensivas de coleta de dados de radiação solar com instrumental de banda larga, na área da Usina Hidroelétrica Raul Garcia Llano (Tucuruí – PA): de 17 a 29.06.1984 e de 03 a 15.06.1985. Os dados foram obtidos no sítio da estação climatológica mantida pelo convênio EN/CNPq/INPA¹ e localizada em 3°50'S, 49°40'W e a 143 metros de altitude.

Em ambas as ocasiões foi utilizado o pireliômetro Eppley (NIP) nº 15519E6 (*The Eppley Lab., Newport*), dotado de janela de quartzo e filtros Schott OG1, RG2 e RG8. Iqbal (1983), entre outros, tem descrito o aparelho. O fator de calibração $K = 8,16 \mu V \cdot (W \cdot m^{-2})^{-1}$, nos termos da *World Radiometric Reference Scale* (WMO, 1977), foi obtido originalmente a 09.04.1977 e comprovado recentemente.

Os filtros Schott do NIP tiveram suas respectivas transmitâncias τ_λ determinadas a 05.07.1985, tendo sido utilizado um espectrofotômetro Zeiss DMR-21, linear em frequência de 4000 a 50000 cm^{-1} . As medições de τ_λ foram efetuadas em laboratório, com temperatura ambiente em torno de 20°C. Com base (i) na localização das respectivas bandas de corte inferior para os filtros Schott OG1, RG2 e RG8, em 0,526, 0,623 e 0,693 μm , a partir dos dados de τ_λ , e (ii) das bandas de corte superior para os filtros Schott (2,8 μm) e a janela de quartzo (4,0 μm), a partir de Iqbal (1983), foram conceituados para efeito deste estudo os seguintes intervalos espectrais: A (0,290 a 0,525), B (0,525 a 0,620), C (0,620 a 0,690), D (0,690 a 2,8) e E (2,8 a 4,0 μm). Na impossibilidade de medidas entre 2,5 e 4,0 μm a partir do espectrofotômetro DMR-21, foram estimados valores de transmitância ao longo desta região espectral, considerando-se o tipo de comportamento de τ_λ ao redor das bandas de corte inferior. Não foi levado em conta qualquer tipo de correção aos valores de τ_λ em função do aquecimento dos filtros quando expostos à radiação solar direta por longos períodos de tempo. Tais correções poderiam ser avaliadas a partir da literatura básica no assunto (Ångström & Drummond, 1961), caso esta temperatura (superior à verificada por ocasião das medidas espectrofotométricas) tivesse sido quantificada apropriadamente quando da coleta de dados, ou pudesse ser estimada em função do tempo de exposição ao feixe direto. Resta-nos observar que esta questão não tem sido atacada de maneira objetiva na literatura, a menos de ações isoladas (Gulbrandsen, 1978; Forgan, 1979).

O primeiro conjunto de dados pireliométricos aqui analisado foi obtido ao longo dos dias 22 e 26.06.1984, sob condições de intensa atividade humana (tráfego de veículos, manejo de material de construção) no canteiro de obras da Usina Hidroelétrica; este período antecedeu o início do enchimento do lago artificial (setembro a dezembro de 1984). As determinações correspondentes aos 3

filtros Schott e à janela de quartzo foram realizadas sequencialmente, ao longo de intervalos de tempo de não mais que dois minutos, com ciclos completos a cada 15 minutos.

O segundo conjunto de dados foi obtido entre 03 e 15.06.1985, sob condições de reduzida atividade humana no canteiro de obras. Foram realizados diversos – 5 em média – ciclos completos de medidas com os 3 filtros Schott e a janela de quartzo, durante períodos de 4 a 5 minutos. Cada série de medidas assim obtida consiste num conjunto de valores médios sobre um curto intervalo de tempo.

Em ambas as épocas de coleta de dados foi observada a ocorrência de "queimadas" na região do canteiro de obras, de uma maneira mais proeminente em junho de 1985. Foram consideradas úteis para efeito deste estudo somente as séries de medidas correspondentes a disco solar não encoberto por nebulosidade.

Fattori & Ceballos (1984) têm discutido a questão da não-simultaneidade de dados correspondentes a diversos filtros, quando obtidos a partir de um único pireliômetro; a desatenção a tal problema pode propiciar alguma transientibilidade espúria para evoluções temporais de índices de turbidez atmosférica. A rotina de campo empregada em junho de 1985 possibilita a virtual eliminação deste efeito, já que são levados em conta valores médios sobre 4 ou 5 minutos. No caso do primeiro conjunto de dados, considerar valores médios sobre 30 minutos a partir de dois ciclos completos de medidas, pareceu ser a melhor forma de se tentar diminuir a magnitude da transientibilidade.

Foi efetuada uma seleção sobre as séries completas de valores médios de fluxo direcional, no sentido de se minimizar a influência de eventuais diferenças no grau de saturação do ar em relação ao vapor d'água, ao longo da troposfera inferior sobre comparações entre resultados $\tau_{\lambda, M}$ obtidos a partir dos dois períodos de coleta de dados em Tucuruí. Esta seleção foi baseada em dois aspectos:

- (i) Shettle & Fenn (1979) têm modelado o coeficiente linear de atenuação associado ao aerossol para misturas uniformes de ar úmido e material particulado "rural" (sulfatos, poeira levantada e compostos orgânicos); seus resultados indicam que, entre 0,3 e 2,7 μm , este coeficiente apresenta variações relativas inferiores a 15%, entre 0 e 70% de umidade relativa;
- (ii) a Figura 1 consiste no diagrama de dispersão de pares de valores (UR_{sup} , UR_{med}), sendo UR_{sup} a umidade relativa do ar à superfície e UR_{med} o grau de saturação médio da troposfera inferior em relação ao vapor d'água, descrito em Apêndice; foram utilizados dados de radiossondagens meteorológicas efetuadas em Belém (1°23'S, 48°29'W, 16 metros de altitude) e Carolina (7°19'S, 47°28'W, 183 metros de altitude), dispostas geograficamente na Figura 2; a menos de situações particulares verifica-se que UR_{sup} superou UR_{med} .

¹ Respectivamente: Centrais Elétricas do Norte do Brasil S.A. (Eletronorte), Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, e Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia.

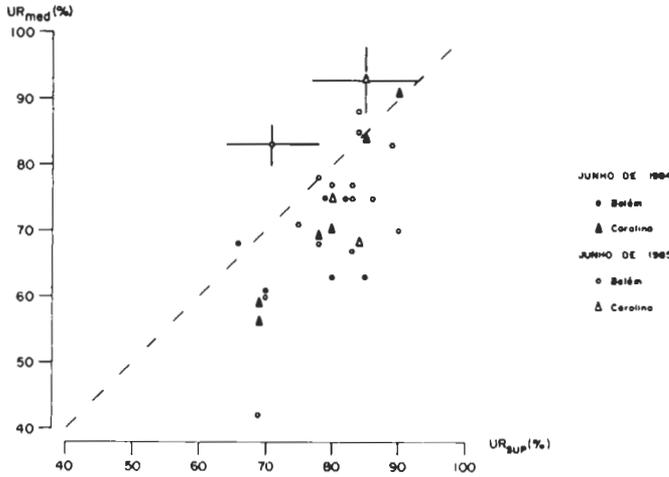


Figura 1 — Diagrama de dispersão dos pares ordenados (UR_{sup} , UR_{med}) para diversas radiosondagens realizadas em Belém e Carolina em junho de 1984 e de 1985.

Os dados pireliométricos coletados sob condições de UR_{sup} inferior a 70% (verificadas a partir de dados higrográficos) e de distância zenital solar inferior a 84° (em função da abertura do pireliômetro empregado, $5,7^\circ$) foram considerados válidos para efeito deste estudo, ou seja, 45 e 26

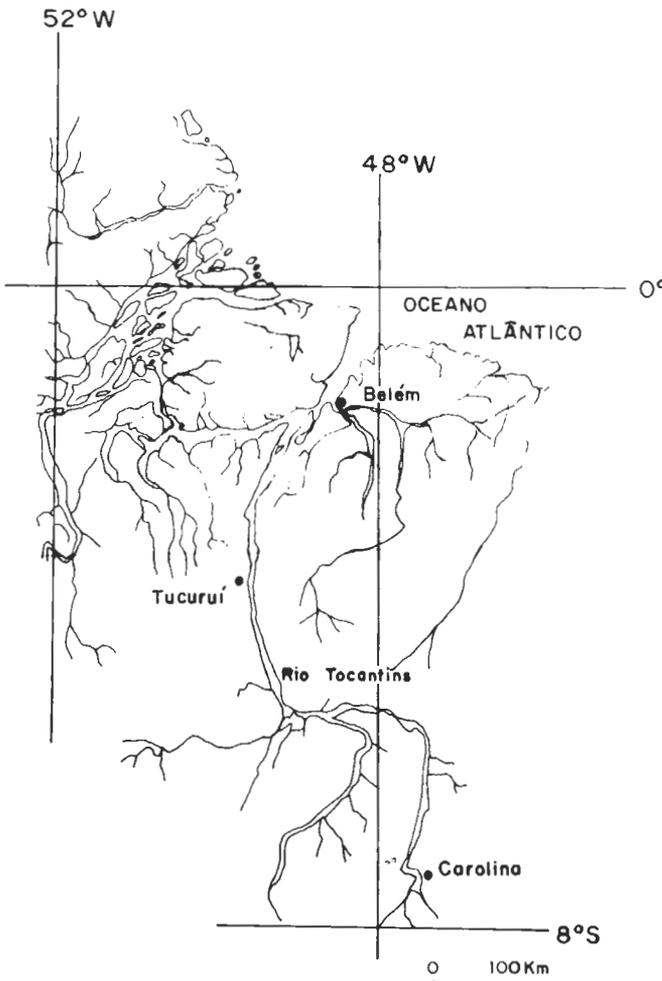


Figura 2 — Localização geográfica de Tucuruí, Belém e Carolina.

séries completas de dados, respectivamente para junho de 1984 e de 1985. Este critério de seleção deve fornecer, à primeira vista, resultados $\tau_{\lambda, M}$ pouco dependentes do real grau de saturação da troposfera inferior em relação ao vapor d'água.

Sempre que possível, W_e para a data tratada foi obtida como média aritmética dos respectivos valores calculados por (1.9) a partir de radiosondagens meteorológicas efetuadas em Belém e Carolina. Sendo disponíveis dados de uma única radiosondagem para a data em questão, foi considerado este valor estritamente conhecido para W_e .

4. ANÁLISE DOS RESULTADOS OBTIDOS

A Figura 3 apresenta pares ordenados (Φ_i, Λ_i) para quatro situações em 22.06.1984; a reta corresponde à primeira delas foi obtida pelo método dos mínimos quadrados a partir dos 3 pontos graficados em torno de si. A posição destes 3 pontos em relação à reta apresentada ($i = 2$ e $i = 4$ acima, $i = 3$ abaixo) ilustra condição verificada para a quase totalidade (3 exceções) das 71 situações analisadas. Ainda que este "desvio à linearidade" poucas vezes tenha superado $\pm 10 W \cdot m^{-2}$ (ordem de grandeza da imprecisão associada às próprias medidas pireliométricas), fica evidente o seu caráter sistemático, não permitindo que se aproxime $\Phi(\Lambda)$ por uma reta entre $0,500$ e $0,0700 \mu m$, como o efetuado por Fattori & Ceballos (1984) e por Ceballos (1986) para dados coletados em sítio semi-rural. Justifica-se, assim, o emprego do polinômio interpolador de segundo grau

$$\Phi(\Lambda) = a_1 + a_2 \cdot \Lambda + a_3 \cdot \Lambda^2 \tag{11}$$

às situações aqui tratadas. Os coeficientes deste polinômio foram obtidos conforme a literatura básica (Dorn & McCracken, 1981), e a derivada à esquerda em (9), como

$$\left. \frac{d\Phi(\Lambda')}{d\Lambda'} \right|_{\Lambda' = \Lambda} = a_2 + 2 \cdot a_3 \cdot \Lambda \tag{12}$$

Pode ser mostrado que, para os valores empregados de Λ_i ,

$$\begin{aligned} a_1 &= 27,2919 \cdot \Phi_2 - 54,4737 \cdot \Phi_3 + 28,1818 \cdot \Phi_4 \\ a_2 &= -83,5726 \cdot \Phi_2 + 182,7068 \cdot \Phi_3 - 99,1342 \cdot \Phi_4 \\ a_3 &= 63,7959 \cdot \Phi_2 - 150,3759 \cdot \Phi_3 + 86,5801 \cdot \Phi_4 \end{aligned} \tag{13}$$

As linhas tracejadas na Figura 3 correspondem aos polinômios obtidos de (11) para os quatro conjuntos de pontos (Φ_i, Λ_i) . Atribuindo-se maior confiança às avaliações da derivada à esquerda em (9) através de (12) pode-se dizer

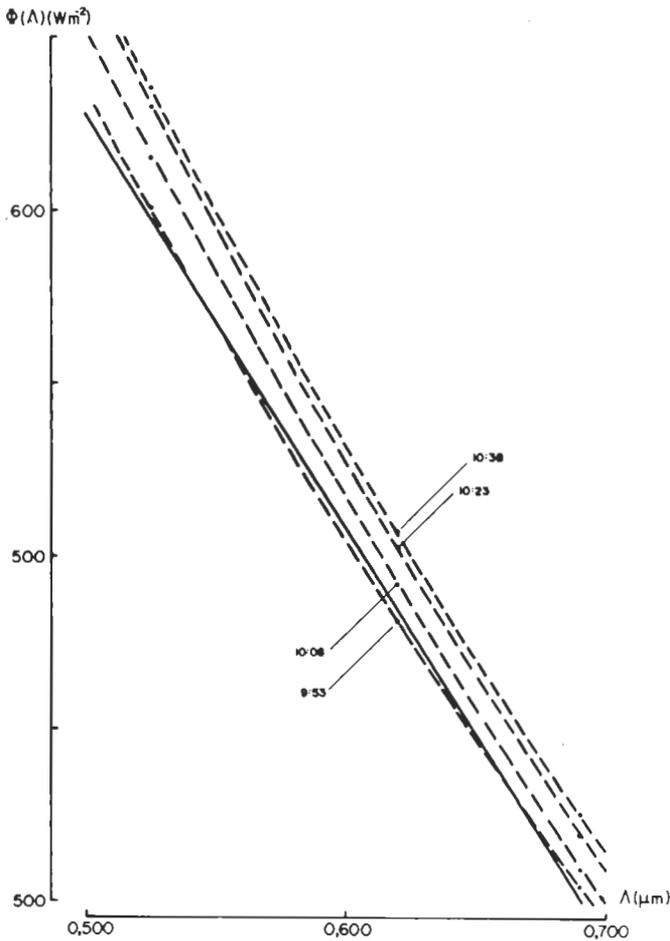


Figura 3 — Alguns exemplos do comportamento de pares ordenados (Φ_i, λ_i) com $i = 2,3,4$; gráfico da aproximação quadrática em tracejado para as 4 situações, e da aproximação linear em traço cheio para a primeira situação.

que, com $a_3 > 0$, $T_{\lambda, M}$ é subestimada para $\lambda = 0,525 \mu\text{m}$ e superestimada para $0,690 \mu\text{m}$, caso a aproximação linear seja empregada para descrição de $\Phi(\lambda)$.

A obtenção de índices de turbidez atmosférica a partir de dados pireliométricos é sujeita a erros aleatórios e sistemáticos. No que diz respeito aos primeiros (como medida da saída do instrumento e avaliação da posição do disco solar), os conjuntos de resultados obtidos devem ter analisadas apenas suas características sistemáticas, p.ex., em termos de magnitude e dependência espectral. Quanto aos últimos (incorretos valores dos conteúdos U_{O_3} e U_{NO_2} , validade ou não de hipóteses incorporadas no tratamento dos dados, etc), tais características sistemáticas devem ser submetidas a testes de sensibilidade.

Foram deixadas de lado quaisquer situações correspondentes a $\tau_{\lambda, M} < 0$ para pelo menos um dos 3 comprimentos de onda analisados; isto foi verificado para nove situações em 26.06.1984 (em todas, para $\lambda = 0,525 \mu\text{m}$),

uma em 03 de junho de 1985 ($\lambda = 0,690 \mu\text{m}$) e duas em 15.06.1985 ($\lambda = 0,525 \mu\text{m}$). Dois fatores independentes, combinados, podem propiciar a ocorrência de tais inconsistências físicas. O primeiro fator, presente em menor grau quanto maior a qualidade dos dados obtidos, consiste na ocorrência simultânea de erros de medidas e uma condição atmosférica pouco turbida para o comprimento de onda analisado. O segundo fator, específico da metodologia aqui empregada, reside na própria forma de avaliação da transmitância $T_{\lambda, M}$ em (9), a partir do quociente de duas densidades espectrais de irradiância: a dada por (12), analítica e suave na escala de comprimento de onda, e So_{λ} , tabelada de maneira discreta e sujeita a rápidas variações entre dois estreitos intervalos espectrais consecutivos. Esta última questão deve ser considerada com mais atenção em aplicações futuras do "método da derivada". Uma explicação alternativa para a ocorrência de tais inconsistências reside na hipótese $f(X_i) = 0$; caso fossem disponíveis estimativas realistas para esta irradiância circunsolar, os fluxos direcionais $\Phi(X_i)$ assumiriam valores menores que os correspondentes $F(X_i)$, proporcionando menores Φ_j através do sistema linear (5) e menores transmitâncias $T_{\lambda, M}$ através de (9).

A Figura 4 apresenta os diagramas de distribuição dos valores de $\tau_{\lambda, M}$ para os 3 comprimentos de onda analisados e os dois conjuntos de dados (junho de 1984 e de 1985); tais resultados correspondem a $U_{O_3} = 2,5 \text{ mmSTP}$ e a $U_{NO_2} = 0,01 \text{ mmSTP}$, conforme discutido em Apêndice. Além das situações deixadas de lado em função da ocorrência de $\tau_{\lambda, M} < 0$ para algum λ , três outras de junho de 1985 também o foram, sendo a justificativa dada adiante. Aspectos nesta figura que merecem comentário:

- distinguindo-se os resultados de 22.06.1984 (em branco) daqueles de 26.06.1984 (em hachurado, na metade superior da figura), fica evidente uma alteração no comportamento espectral de $\tau_{\lambda, M}$ entre as duas datas: em $0,525 \mu\text{m}$, a turbidez atmosférica foi mais elevada para o primeiro dia, e em $0,690 \mu\text{m}$, para o segundo; cabe notar que, sob um ponto de vista mais subjetivo, ambos puderam ser classificados como "observacionalmente claros";
- o caráter unimodal das distribuições de $\tau_{\lambda, M}$ para junho de 1984 não é verificado (com a mesma clareza) a partir dos resultados de junho de 1985; deve ser observado que este segundo conjunto de dados foi coletado ao longo de seis datas dispersas durante quase duas semanas e sob variadas condições meteorológicas, refletindo situação inversa à do primeiro conjunto; ainda, esta segunda amostra possui menor tamanho do que a primeira (ao final, 20 e 36 situações);
- em termos de dependência espectral, com $\tau_{\lambda, M}$ aumentando com o comprimento de onda e por vezes atingindo um máximo relativo em $0,620 \mu\text{m}$, os resultados aqui apresentados podem ser denominados "anômalos" se comparados com equivalentes obtidos em sítios rurais distantes de áreas urbanas (McCartney & Unsworth,

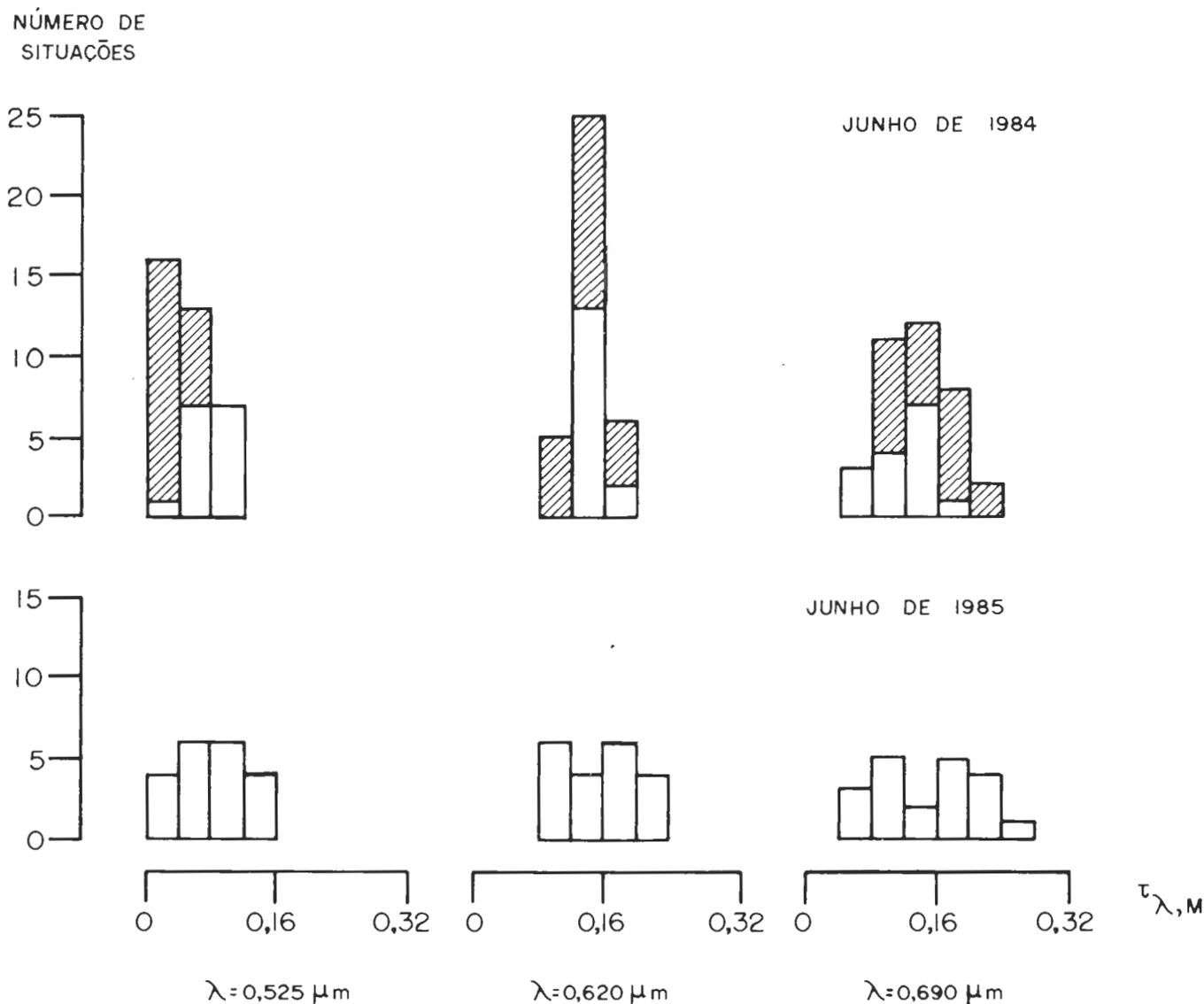


Figura 4 — Distribuição da ocorrência de valores de $\tau_{\lambda,M}$ para os três comprimentos de onda analisados e os dois conjuntos de dados, com limites de classe múltiplos de 0,040; na metade superior: 22.06.1984 em branco e 26.06.1984 em hachurado.

1978; entre outros), correspondentes a decréscimo monotônico de $\tau_{\lambda,M}$ com λ .

4.1. Magnitude da Espessura Óptica Associada ao Aerossol

A Tabela 1 a seguir resume diversos dos aspectos envolvidos para este tipo de discussão. Em função do tamanho do conjunto de dados coletados em junho de 1984, tornou-se possível o tratamento estatístico em separado para os resultados de 22 e de 26.06.1984; uma motivação adicional para tal procedimento partiu dos distintos comportamentos de $\tau_{\lambda,M}$ para $0,525 \mu\text{m}$, como mostrado na Figura 4. Nesta Tabela, são apresentados, para cada conjunto ou subconjunto de resultados e para cada comprimento de onda analisado, o valor médio e o correspondente desvio-padrão para a espessura óptica associada ao aerossol.

Poderia ser interpretado um caráter unimodal em 22.06.1984 e crescente com λ em 26.06.1984 para $\tau_{\lambda,M}$,

a partir de seus valores médios; entretanto, a magnitude dos desvios-padrões (elevada, da ordem de grandeza da própria diferença entre os valores médios de uma e de outra data) requer o emprego de algum teste de hipótese para que este tipo de afirmação seja efetuado. A aplicação do teste baseado na estatística t (Cramér, 1958) possibilitou a rejeição da hipótese envolvida (igualdade para τ_{med} correspondente a um mesmo comprimento de onda, entre as duas datas) a um nível considerado significativo (confiança igual ou superior a 99%) somente para $\lambda = 0,525 \mu\text{m}$. Desta forma, possui significado a reunião dos resultados $\tau_{\lambda,M}$ correspondentes às duas datas numa única amostra (conjunto junho de 1984), pelo menos para $\lambda = 0,620$ e $0,690 \mu\text{m}$.

Analisando-se apenas os valores médios de $\tau_{\lambda,M}$ para junho de 1984 e de 1985, poderia ser levantada a hipótese de que a turbidez atmosférica na segunda época foi mais elevada que na primeira. Uma vez mais, a aplicação do teste

citado acima rejeitou tal hipótese a um nível significativo somente para $\lambda = 0,525 \mu\text{m}$. Pode ser dito que, em termos médios, a espessura óptica associada ao aerossol para $0,525 \mu\text{m}$ em junho de 1985 superou sua análoga em junho de 1984 de aproximadamente 60%.

Os desvios-padrões $S(\tau)$ mostraram-se mais elevados para junho de 1985 do que para junho de 1984, coerentemente com a Figura 4, refletindo a variabilidade das condições atmosféricas amostradas.

Foram tabelados, ainda, para cada conjunto ou subconjunto de resultados, os valores assumidos pelo coeficiente de correlação linear entre avaliações de $\tau_{\lambda, M}$ em dois dos três comprimentos de onda analisados. Este tipo de análise procura revelar a existência (ou não) de vínculos significativos para a espessura óptica entre pares de comprimentos de onda. McCartney & Unsworth (1978) têm pesquisado tal aspecto a partir de diagramas de dispersão, para amostras de tamanho muito superior às aqui tratadas. Considerando-se "significativos" os vínculos correspondentes a $r^2 > 50\%$, os resultados tabelados permitem que se classifique como "homogêneos" (ao longo de cada conjunto ou subconjunto de dados), ou quase, os comportamentos espectrais apresentados por $\tau_{\lambda, M}$ entre $0,620$ e $0,690 \mu\text{m}$ para 26.06.1984 e junho de 1985.

Os valores de espessura óptica associada ao aerossol entre $0,500$ e $0,700 \mu\text{m}$ observados para Tucuruí, não superiores a $0,30$, são similares aos verificados por Ceballos & Gomes (1982) para situações de inverno em sítio semi-rural sob a ocorrência de queima de canaviais, e por Fattori & Ceballos (1984) para situações de verão no mesmo sítio na ocorrência de desenvolvimento convectivo; em ambos os casos seria plausível a presença de partículas micrométricas (fuligem carbônica, poeira levantada). Tais valores são inferiores aos observados em áreas urbanas e arredores (Bridgman, 1978; entre outros) e aos limites superiores verificados por Malm & Walther (1979) em torno de um canteiro de obras.

4.2. Comportamento Espectral da Espessura Óptica Associada ao Aerossol

A questão da dependência espectral de $\tau_{\lambda, M}$ pode ser analisada com mais detalhe na Figura 5. Gráficos similares foram efetuados para todas as situações analisadas, sendo que os correspondentes a 22.06.1984 apresentaram um comportamento unimodal na escala de comprimento de onda (tipo de informação já fornecido pela Figura 4). As situações de junho de 1985 associadas à dependência espectral menos nítida para $\tau_{\lambda, M}$ foram escolhidas para compor a Figura 5. Nesta, o espectro de $\tau_{\lambda, M}$ para 12.06.1985 às 14:35 horas apresentou-se claramente distinto dos demais; sua origem foi atribuída a erros cometidos quando da coleta de dados, e sua permanência no conjunto de resultados válidos para efeito de análise, considerada imprópria. Argumentos semelhantes levaram ao abandono de duas situações para 11.06.1985 (em ambos os casos, $z_0 > 600$).

Malm & Walther (1979) têm comparado a evolução temporal de $\tau_{\lambda, M}$ para $0,380$ e $0,500 \mu\text{m}$ ao longo de um período superior a 3 anos, e discutido a importância da atividade humana associada a um canteiro de obras: num primeiro momento (até e em torno do máximo de atividade humana), $\tau_{\lambda, M}$ em $0,500 \mu\text{m}$ superou sua correspondente em $0,380 \mu\text{m}$, ocorrendo posteriormente (quando do decréscimo sistemático de atividade humana) um caráter virtualmente neutro para $\tau_{\lambda, M}$ entre os dois comprimentos de onda. Partículas com tamanho da ordem de alguns micrometros podem ser injetadas na atmosfera a partir do solo (Twomey, 1977); num canteiro de obras, isto pode ocorrer em função do tráfego de veículos e da movimentação de material de construção, além do próprio desprendimento pela ação do vento. Partículas submicrométricas são geradas basicamente no processo de conversão gás/partícula a partir de condições termodinâmicas apropriadas e na presença de certas moléculas em fase gasosa (Twomey, 1977); como têm mostrado Cruizen *et al.*,

TABELA 1

Parâmetros estatísticos para os conjuntos de resultados de espessura óptica vertical associada ao aerossol.

conjunto	N	0,525 μm		0,620 μm		0,690 μm		$r(0,525; 0,620)$	$r(0,525; 0,690)$	$r(0,620; 0,690)$
		τ_{med}	$S(\tau)$	τ_{med}	$S(\tau)$	τ_{med}	$S(\tau)$			
22.06.1984	15	0,069	0,028	0,145	0,011	0,114	0,031	0,310	-0,553	0,556
26.06.1984	21	0,030	0,017	0,135	0,023	0,146	0,041	-0,295	-0,424	0,938
junho/1984	36	0,047	0,029	0,139	0,020	0,133	0,041	0,124	-0,575	0,643
junho/1985	20	0,077	0,042	0,158	0,040	0,152	0,060	0,217	-0,344	0,806

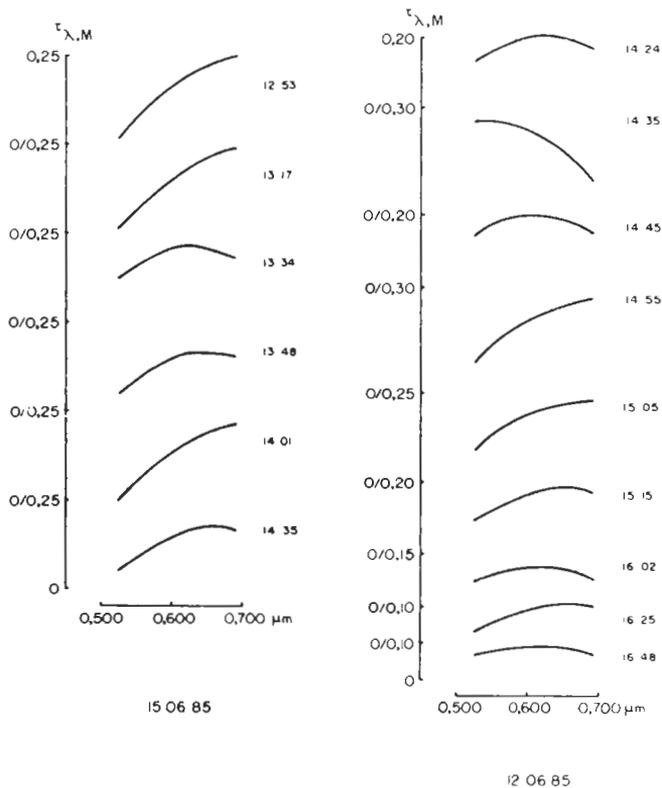


Figura 5 — Alguns exemplos do comportamento espectral da espessura óptica vertical associada ao aerossol, a partir de avaliações em 0,525, 0,620 e 0,690 μm , notar a compactação do eixo das ordenadas.

(1985), a troposfera do Brasil Central contém diversas destas moléculas (óxidos de nitrogênio, hidrocarbonetos) durante a estação seca, em função da ocorrência de queimadas. A interpretação do comportamento espectral de espessuras ópticas em termos de características do aerossol não é direta em tais casos (mistura de duas populações de tamanhos distintos, com eventuais alterações na escala do tempo da participação relativa de cada uma delas), dada a parcial superposição dos dois "regimes" de espalhamento na escala do comprimento de onda (Twomey, 1977). Tal argumentação é válida não apenas para o caso de Tucuruí, dado o caráter usualmente multi-modal de distribuições de tamanho de partículas em suspensão (Shettle & Fenn, 1979).

Numa certa medida, a região de Tucuruí pode ser tida como poluída em função destes dois aspectos (canteiro de obras e queimadas) e, em termos de atenuação do feixe direto de radiação solar, apresentar características similares às observadas em áreas suburbanas. A este respeito, o caráter crescente de $\tau_{\lambda, M}$ com λ presente em grande parte das situações analisadas neste estudo é compatível com informação semelhante reportada por Bridgman (1978) entre 0,500 e 0,700 μm , para dados coletados em sítio rural sujeito à contaminação urbana (distância da ordem de 50 km), sob condições atmosféricas desfavoráveis à dispersão.

O comportamento espectral da espessura óptica vertical associada ao aerossol como observado em Tucuruí nas épocas de coleta de dados de radiação solar evidencia, muito provavelmente, uma composição de ambos os regimes de contaminação da atmosfera, para cada situação analisada.

4.3. Duas Questões Pertinentes

Alguns testes de sensibilidade foram realizados, no sentido de se delimitar a influência de variações de U_{O_3} , U_{NO_2} e $T_{\lambda, M}$ entre 2,8 e 4,0 μm em relação às suposições básicas efetuadas, sobre os resultados $\tau_{\lambda, M}$. A substituição da hipótese $T_{\lambda, M} = 0$ (aerossol totalmente opaco) por $T_{\lambda, M} = 1$ (aerossol totalmente transparente) entre 2,8 e 4,0 μm acarretou alterações em $\tau_{\lambda, M}$ de até $-0,001$ para os 3 comprimentos de onda analisados. Variações de $+20\%$ no conteúdo U_{O_3} propiciaram alterações em $\tau_{\lambda, M}$ de até $-0,004$, $-0,006$ e $-0,002$ para os comprimentos de onda de 0,525, 0,620 e 0,690 μm , respectivamente, refletindo a gradativa importância de β_{λ, O_3} ao longo das bandas de Chappuis (máximo de absorção em torno de 0,590 μm). No caso do dióxido de nitrogênio, cujo sistema de bandas de absorção se distribui ao longo de todo o visível solar (Leighton, 1961), variações de $+20\%$ em U_{NO_2} acarretaram alterações em $\tau_{\lambda, M}$ de até $-0,001$ para os 3 comprimentos de onda analisados. Por outro lado, a escolha de um valor limite para U_{NO_2} (0,05 mmSTP, correspondente a condições urbanas, segundo Shaw, 1976) propiciou alterações de até $-0,017$, $-0,002$ e $-0,001$ para $\lambda = 0,525$, 0,620 e 0,690 μm , nesta ordem, também refletindo a dependência espectral de β_{λ, NO_2} (máximo em torno de 0,400 μm). Estudos que sejam realizados em ambientes urbanos e/ou industriais devem dedicar esforço adicional à esta última questão, principalmente para $\lambda < 0,500 \mu\text{m}$, já que por vezes a magnitude de $\tau_{\lambda, M}$ e a sua margem de sensibilidade quanto a U_{NO_2} podem apresentar a mesma ordem de grandeza. De maneira geral, para o estudo aqui tratado, desvios em relação às suposições efetuadas para U_{O_3} , U_{NO_2} e $T_{\lambda, M}$ entre 2,8 e 4,0 μm não são capazes de alterar as características básicas dos resultados obtidos. Aliás, a eventual verificação de valores $\tau_{\lambda, M} < 0$ quando da realização dos testes de sensibilidade revela o caráter pessimista destes.

O emprego da aproximação Delta-Eddington para descrição simplificada de funções de fase assimétricas mantém a formulação básica da equação de transferência radiativa, desde que seja empregada como variável de posição a quantidade

$$\tau_{\lambda, ap} = (1 - \omega_{\lambda} \cdot f_{\lambda}) \cdot \tau_{\lambda, re} \quad (14)$$

sendo $\tau_{\lambda, ap}$ e $\tau_{\lambda, re}$ os valores aparente e real da espessura óptica do meio atravessado, ω_{λ} o albedo simples e f_{λ} um peso associado à componente tipo Delta de Dirac da representação dita simplificada da função de fase (Joseph *et al.*,

1976). Uma aplicação imediata deste procedimento consiste na re-interpretação de dados pireliométricos, que sempre incluem alguma fração da energia espalhada "para a frente" pelo aerossol (Joseph *et al.*, 1976; Ceballos, 1986). Entretanto, esta re-interpretação depende ou do conhecimento prévio de ω_λ e f_λ através de técnicas independentes, ou da adoção de algum modelo para a população de partículas em suspensão (Ceballos, 1986).

Cabe analisar a magnitude do termo $1 - \omega_\lambda \cdot f_\lambda$ para o problema aqui tratado. Joseph *et al.*, (1976) têm mostrado que, quanto maior o fator de assimetria g_λ associado ao regime de espalhamento, menor a diferença entre valores correspondentes assumidos pelas funções de fase de Henyey-Greenstein e de Delta-Eddington; tal aspecto possibilita a avaliação do peso f_λ correspondente à esta última a partir da quantidade análoga para a primeira, ou seja, g_λ^2 . Desprezando-se os efeitos absorptivos associados ao O_3 e ao NO_2 para os comprimentos de onda aqui analisados, o termo $1 - \omega_\lambda \cdot f_\lambda$ corresponde somente ao regime Mie de espalhamento, dadas as características do regime Rayleigh ($f_\lambda = 0$, $\omega_\lambda \approx 1$). Nesta linha de raciocínio, a transmitância $T_{\lambda, M}$ dada a partir de (9) e a real espessura óptica associada ao aerossol tornar-se-iam relacionadas através de

$$T_{\lambda, M} = \exp(-m_r \cdot (1 - \omega_\lambda \cdot f_\lambda) \cdot \tau_{\lambda, M}) \quad (15)$$

A consideração acima, relativa à absorção gasosa, pode ser justificada tanto pela elevada transmitância de ambos os sistemas de bandas (usualmente acima de 95%) quanto pelo fato de que este aspecto introduz menores erros de interpretação que a adoção do modelo de aerossol para a avaliação de ω_λ e f_λ . A questão da absorção gasosa pode ser incluída de maneira apropriada (Ceballos, 1986). Adotando-se o modelo de aerossol rural empregado por Shettle & Fenn (1979), composto por substâncias solúveis em água (como sulfatos e hidrocarbonetos) e por poeira levantada, correspondem $\omega_\lambda \approx 0,95$ e $g_\lambda \approx 0,66$ para $\lambda = 0,550 \mu m$ sob condições de umidade relativa em torno de 70%, e portanto $1 - \omega_\lambda \cdot f_\lambda \approx 0,59$. Desta forma, uma possível re-interpretação para as avaliações de espessura óptica aqui alcançadas reside num caráter subestimativo

da ordem de 70% para os reais valores de $\tau_{\lambda, M}$. Por outro lado, considerando-se a argumentação a respeito do caráter "poluído" da atmosfera sobre Tucuruí e adotando-se o modelo de aerossol urbano empregado por Shettle & Fenn (1979), constituído a partir do modelo rural com adição de compostos carbônicos, tal subestimação é diminuída (50%). Nota-se que este tipo de discussão não deve ser deixado de lado, já que são estes reais valores os incluídos em cálculos teóricos de transferência radiativa.

AGRADECIMENTOS

Os autores expressam aqui sua gratidão a diversas pessoas e instituições: aos colegas do Departamento de Meteorologia da IAG-USP, pelas sugestões e discussões nas etapas finais do desenvolvimento do trabalho; ao Sr. Ari de Oliveira Marques Filho, do INPA, pelas sugestões e discussões sobre o primeiro conjunto de resultados; à Sra. Ana Regina Blak, do Instituto de Física da USP, pelo auxílio na determinação da transmitância dos filtros Schott do NIP; ao Sr. Walter Moreira Lima, da Universidade Estadual de Maringá, pelo auxílio prestado nas comparações efetuadas entre o NIP e um pireliômetro tipo Linke-Feussner construído naquela Universidade; ao Sr. Jesus Marden dos Santos, do Instituto de Pesquisas Espaciais (INPE), pelo apoio material na primeira fase de coleta de dados; aos Srs. Hermes Braga Xavier, Adalberto Aparecido Alves e José Lino Ramos, pelo auxílio na obtenção de ambos os conjuntos de dados; ao Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (através da Sra. Maria de Nazaré Góes Ribeiro) e ao Centro Nacional de Pesquisa em Seringueira e Dendê (através de um de nós, OMRC), pelo apoio material; e ao Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), pelas facilidades na obtenção de dados barométricos e de ar superior (através de diversas pessoas). Agradecimentos são dirigidos ao Sr. Juan Carlos Ceballos, da Universidade Federal da Paraíba, pelas sugestões e discussões quando da revisão do texto submetido.

Parte deste estudo foi realizado sob os auspícios do convênio EN/CNPq/INPA para estudos ecológicos e de impacto ambiental, sub-projeto Estudos Meteorológicos, na área da UHE Tucuruí.

BIBLIOGRAFIA

- ÅNGSTRÖM, A.K. & DRUMMOND, A.J. — 1961 — Basic concepts concerning cutoff glass filters used in radiation measurements. *J. Meteor.*, **18**: 360-367.
- BASS, A.M., LEDFORD, Jr., A.E. & LAUFER, A.H. — 1976 — Extinction coefficients of NO_2 and N_2O_4 . *J. Res. NES*, **80A** (2): 143-166.
- BOLTON, D. — 1980 — The computation of equivalent potential temperature. *Mon. Wea. Rev.*, **108**: 1046-1053.
- BRIDGMAN, H.A. — 1978 — Direct visible spectra and aerosol optical depths at urban and rural locations during the summer of 1975 at Milwaukee. *Solar Energy*, **21**: 139-148.
- BURIEZ, J.C., BONNEL, B. & FOUQUART, Y. — 1986 — Theoretical and experimental sensitivity study of the solar irradiance at the Earth's surface from satellite data. *Beitr. Phys. Atmosph.* **59**: 263-281.
- CEBALLOS, J.C. — 1986 — *Um Modelo Estocástico de Propagação da Radiação Solar na Atmosfera*. São Paulo, ed. do autor (tese de doutoramento — IAG/USP), 368 pp.
- _____ & GOMES, A.M. — 1982 — Determinação de fluxo direcional de radiação solar. *Anais, II Congr. Bras. Meteor.*, **3**: 392-411, Pelotas (RS).

- CRAMÉR, H. — 1958 — *Elementos de la Teoría de Probabilidades y Algunas de sus Aplicaciones*. Madrid, Aguillar, 321 pp.
- CRUITZEN, P.J., et al., — 1985 — Observations of air composition in Brazil between the Equator and 20°S during the dry season. *Acta Amazonica*, 15: 77-119.
- DORN, W.S. & McCracken, D.D. — 1981 — *Cálculo Numérico com Estudos de Casos em FORTRAN IV*. São Paulo, Ed. Campus/EDUSP, 568 pp.
- DUFOUR, L. & van MIEGHEM, J. — 1975 — *Thermodynamique de L'Atmosphère*. Bruxelles, Institut Royal Météorologique de Belgique, 278 pp.
- FATTORI, A.P. & CEBALLOS, J.C. — 1984 — Turbidez atmosférica: um estudo da informação fornecida por determinações pirliométricas. *Anais, III Congr. Bras. Meteor.*, 2: 146-154, Belo Horizonte (MG).
- FORGAN, B.W. — 1979 — *The Measurement of Solar Irradiance: instrumentation and measurements in the Adelaide Region*. (tese de doutoramento — The Flinders University of South Australia. *research report n° 32*), 384 pp.
- FRÖHLICH, C. & SHAW, G.E. — 1980 — New determination of Rayleigh scattering in the terrestrial atmosphere. *Appl. Opt.*, 19: 1773-1775.
- GENIKHOVICH, E.L. & RUSINA, E.N. — 1974 — Evaluation of aerosol attenuation from actinometric observations. in "Air Pollution and Atmospheric Diffusion", 2: 103-109 (M.E. Beryland, ed.). Jerusalem, Israel Program for Scientific Translations, 242 pp.
- GULBRANDSEN, A. — 1978 — On the use of pyranometers in the study of spectral solar radiation and atmospheric aerosols. *J. Appl. Meteor.*, 17: 899-904.
- HÄNEL, G. & BULLRICH, K. — 1976 — On the interpretation of atmospheric turbidity measurements. *J. Atmos. Sci.*, 33: 794-797.
- IQBAL, M. — 1983 — *An Introduction to Solar Radiation*. Toronto, Academic Press, 390 pp.
- KASTEN, F. — 1966 — A new table and approximation formula for the relative optical air mass. *Arch. Met. Geoph. Biokl.*, B.14: 206-233.
- KIRCHHOFF, V.W.J.H. & MOTTA, A.G. — 1983 — Medidas de ozônio na troposfera e estratosfera de Natal. *Rev. Bras. Geof.*, 2: 25-30.
- KONDRATYEV, K.Ya. — 1969 — *Radiation in the Atmosphere*. New York, Academic Press, 912 pp.
- JOSEPH, J.H. WISCOMBE, W.J. & WEINMAN, J.A. — 1976 — The Delta-Eddington approximation for radiative flux transfer. *J. Atmos. Sci.*, 33: 2452-2459.
- LECKNER, B. — 1978 — The spectral distribution of solar radiation at the Earth's surface: elements of a model. *Solar Energy*, 20: 143-150.
- LEIGHTON, P.A. — 1961 — *Photochemistry of Air Pollution*. London, Academic Press, 300 pp.
- LEROY, B. RIGAUD, P. & HICKS, E. — 1987 — Visible absorption cross-sections of NO₂ at 298 K and 235 K. *Annales Geophysicae*, 5A (4): 247-250.
- McCARTNEY, H.A. & UNSWORTH, M.H. — 1978 — Spectral distribution of solar radiation. I: direct radiation. *Quart. J.R. Meteor. Soc.*, 104: 699-718.
- MALM, W.C. & WALTHER, E.G. — 1979 — Reexamination of turbidity measurements near Page, Arizona, and Navajo generation station. *J. Appl. Meteor.*, 18: 953-955.
- MOISE, E.E. — 1972 — *Calculus*. Reading, Addison-Wesley, 763 pp.
- NICOLET, M. — 1983 — The influence of solar radiation on atmospheric chemistry. *Annales Geophysicae*, 1 (6): 493-502.
- PALTRIDGE, G.W. & PLATT, C.M.R. — 1976 — *Radiative Processes in Meteorology and Climatology*. Amsterdam, Elsevier, 318 pp.
- SHAW, G.E. — 1976 — Nitrogen dioxide: optical absorption in the visible. *J. Geoph. Res.*, 81: 5791-5792.
- SHETTLE, E.P. & FENN, R.W. — 1979 — Models for the aerosols of the lower atmosphere and the effects of humidity variations on their optical properties. Hanscom AFB, Air Force Geophysics Laboratories, AFGL-TR-79-0214, 94 pp.
- SZYMBER, R.J. & SELLERS, W.D. — 1985 — Atmospheric turbidity at Tucson, Arizona, 1956-1983: variations and their causes. *J. Clim. Appl. Meteor.*, 24: 725-734.
- THOMALLA, E., KÖPKE, P., MULLER, H. & QUENZEL, H. — 1983 — Circumsolar radiation calculated for various atmospheric conditions. *Solar Energy*, 30: 575-583.
- TOON, O.B. & POLLACK, J.B. — 1976 — A global average model of atmospheric aerosols for radiative transfer calculations. *J. Appl. Meteor.*, 15: 225-246.
- TWOMEY, S. — 1977 — *Atmospheric Aerosols*. Amsterdam, Elsevier, 302 pp.
- WMO — 1977 — Commission for Instruments and Methods of Observation: Abridged Final Report of the Seventh Session. Geneva, World Meteorological Organization, WMO n° 490.
- WMO — 1986 — *Atmospheric Ozone 1985*. WMO Global Ozone Research and Monitoring Project, report n° 16. Geneva, World Meteorological Organization, 1094 pp.
- YOUNG, A.T. — 1980 — Revised depolarization corrections for atmospheric extinction. *Appl. Opt.*, 19: 3427-3428.

APÊNDICE

I. OBTENÇÃO DA TRANSMITÂNCIA ATMOSFÉRICA LIVRE DE AEROSSOL T_{λ} +

Kasten (1966) tem obtido o seguinte ajustamento para a massa óptica relativa associada à fração "pura" do ar:

$$m_r = 1/(\cos(z_0) + 0,150/(93,885 - z_0)^{1,253}); \quad (I.1)$$

o cálculo da distância zenital solar z_0 foi efetuado para o instante de tempo \bar{t} intermediário ao intervalo durante o qual a série de valores médios de $F(X)$ foi obtida, como

$$\cos(z_0) = \sin(\varphi) \cdot \sin(\delta_0) + \cos(\varphi) \cdot \cos(\delta_0) \cdot$$

$$\cdot \cos((150/1h) \cdot (\bar{t} - t_p)) \quad (I.2)$$

sendo φ a latitude local, δ_0 a declinação solar e t_p o instante da passagem meridiana, para a data considerada.

A transmitância $T_{\lambda, R}$ pode ser escrita como

$$T_{\lambda, R} = \exp(-m_r \cdot (P/P_0) \cdot \tau_{\lambda, R}), \quad (I.3)$$

sendo m_r dada por (I.1), P a pressão atmosférica à superfície, corrigida a $T_0 = 273,15^\circ\text{K}$, e $\tau_{\lambda, R}$ a espessura óptica

vertical associada à dispersão molecular, correspondente a $P_0 = 1013,25$ mb. Foi empregado o ajustamento

$$\tau_{\lambda,R} = 0,00838 \cdot \lambda - (3,916 + 0,074 \cdot \lambda + 0,050/\lambda) \quad (1.4)$$

com λ expresso em μm , obtido por Fröhlich & Shaw (1980), devidamente corrigido pelo fator multiplicativo 1,031 recomendado por Young (1980).

As transmitâncias T_{λ,O_3} e T_{λ,NO_2} podem ser aproximadas pelas expressões

$$T_{\lambda,O_3} = \exp(-m_r \cdot \beta_{\lambda,O_3} \cdot U_{O_3}) \quad (1.5)$$

$$T_{\lambda,NO_2} = \exp(-m_r \cdot \beta_{\lambda,NO_2} \cdot U_{NO_2}) \quad (1.6)$$

dado o limitado conhecimento acerca da dependência dos coeficientes lineares de absorção β_{λ} por ozônio (Nicolet, 1983) e por dióxido de nitrogênio (Leroy *et al.*, 1987) com a temperatura ambiente e o comprimento de onda; U consiste no conteúdo integrado ao longo de toda a coluna atmosférica e reduzido às condições (P_0 , T_0). Conjuntos de valores de β_{λ} , adequados à resolução espectral adotada para So_{λ} , foram adaptados convenientemente a partir de WMO (1986) para o ozônio, e a partir de Leighton (1961), Bass *et al.*, (1976) e Leroy *et al.*, (1987) para o dióxido de nitrogênio. O desconhecimento de conteúdos U_{O_3} e U_{NO_2} para as situações em que foram coletados dados pireliométricos em Tucuruí levou à adoção de valores relativamente típicos para tais grandezas; foram considerados como referência os valores $U_{O_3} = 2,5$ mmSTP, a partir de Robinson (Iqbal, 1983) e de Kirchhoff & Motta (1983), e de $U_{NO_2} = 0,01$ mmSTP, a partir de Shaw (1976).

Leckner (1978) tem derivado, a partir de McClatchey *et al.*, as seguintes expressões para $T_{\lambda,w}$ e $T_{\lambda,g}$:

$$T_{\lambda,w} = \exp(-0,3 \cdot k_{\lambda,w} \cdot m_r \cdot w_e / (1 + 25,25 \cdot k_{\lambda,w} \cdot m_r \cdot w_e)^{0,45}) \quad (1.7)$$

$$T_{\lambda,g} = \exp(-1,41 \cdot k_{\lambda,g} \cdot m_r \cdot (P/P_0) / (1 + 118,3 \cdot k_{\lambda,g} \cdot m_r \cdot P/P_0)^{0,45}); \quad (1.8)$$

$k_{\lambda,w}$ e $k_{\lambda,g}$ consistem em coeficientes tabelados e w_e na água precipitável equivalente dada por

$$w_e = (1/g) \cdot \int_0^P q(P') \cdot (P'/P_0) \cdot (T_0/T(P'))^{0,5} \cdot 0,9 \cdot dP' \quad (1.9)$$

sendo $g = 980 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-2}$ a aceleração da gravidade e q a umidade específica (fração da massa total de ar que corresponde a vapor d'água, $g \cdot g^{-1}$). O cálculo (1.9) pode ser aproxima-

mado pela fórmula trapezoidal e efetuado a partir de dados fornecidos por radiosondagens meteorológicas.

A resolução espectral com que Iqbal (1983) tem tabelado So_{λ} ditou o passo da aproximação trapezoidal efetuada sobre as integrações indicadas em (4). Esta resolução mostrou-se compatível com a das demais grandezas monocromáticas tabeladas; quando não, estas últimas foram adaptadas convenientemente para os comprimentos de onda de interesse.

II. OBTENÇÃO DO GRAU DE SATURAÇÃO MÉDIO UR_{med}

Hanel & Bullrich (1976) têm modelado o regime de espalhamento associado ao aerossol atmosférico, para determinados tipos de população de partículas e de perfil vertical para a umidade relativa do ar; seus resultados indicam que a contribuição decisiva (90% ou mais) no valor total de $\tau_{\lambda,M}$ normalmente corresponde à troposfera inferior. Em função desta argumentação e dos cálculos de Shettle & Fenn (1979) para misturas uniformes de ar úmido e material particulado, tornou-se conveniente a definição de um grau de saturação do ar em relação ao vapor d'água, "médio" ao longo da troposfera inferior, entre o nível da superfície e correspondente a 700 mb de pressão atmosférica (≈ 3000 metros de altitude). Esta quantidade (UR_{med}) pode ser obtida a partir de parâmetros termodinâmicos conservativos (pelo seu comportamento para processos não-saturados) e ponderados (pelo efeito de média na camada), como se segue:

$$UR_{med} = \bar{e}/e_s(\bar{T}) \quad (11.1)$$

$$\bar{e} = \bar{q} \cdot \bar{P} / (0,62198 + 0,37802 \cdot \bar{q}) \quad (11.2)$$

$$e_s(\bar{T}) = 6,112 \cdot \exp(17,67 \cdot (\bar{T} - 273,15) / (\bar{T} - 273,15 + 243,5)) \quad (11.3)$$

$$2 \cdot \log_e(\bar{P}) = \log_e(P_{sup}) + \log_e(700 \text{ mb}) \quad (11.4)$$

$$\bar{T} = \bar{\Theta} \cdot \left(\bar{P} / (1000 \text{ mb}) \right)^{0,286}, \quad (11.5)$$

$$\bar{q} = (1 / (P_{sup} - 700 \text{ mb})) \cdot \int_{700 \text{ mb}}^{P_{sup}} q(P') \cdot dP' \quad (11.6)$$

$$\bar{\Theta} = (1 / (P_{sup} - 700 \text{ mb})) \cdot \int_{700 \text{ mb}}^{P_{sup}} \Theta(P') \cdot dP' \quad (11.7)$$

$$q(P') = 0,62198 \cdot e_s(Td(P')) / (P' - 0,37802 \cdot e_s(Td(P'))) \quad (11.8)$$

$$\Theta (P') = T (P') \cdot \left(\frac{1000 \text{ mb}}{P'} \right)^{0,286}, \quad (11.9)$$

sendo e e e_s os respectivos valores efetivo e de saturação para a pressão parcial do vapor d'água (mb), P a pressão atmosférica (mb), q a umidade específica ($\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$), e T , T_d e de Θ , assim como a expressão (11.8). A formulação (11.3) para a pressão parcial de saturação para o vapor

d'água em relação à uma superfície plana de água líquida pura tem sido obtida por Wexler (Bolton, 1980). O cálculo (11.4) procura levar em conta o tipo de dependência existente entre a pressão atmosférica e a altitude acima do nível do mar. Os dados P' , $T (P')$ e $T_d (P')$ são obtidos diretamente de radiosondagens meteorológicas.