

## ESTIMATIVA DA TURBIDEZ ATMOSFÉRICA E RADIAÇÃO SOLAR DIRETA NA INCIDÊNCIA COM BASE NO MODELO DE LINKE PARA BOTUCATU/SP, BRASIL.

E. N. Gomes<sup>1</sup>, C. M. Dos Santos<sup>2</sup>, J. F. Escobedo<sup>3</sup>, A. Dal Pai<sup>4</sup>

<sup>1</sup>UNESP Campus Experimental de Registro/SP/Brasil

Tel. +55133828-3044 e-mail: [engomes@registro.unesp.br](mailto:engomes@registro.unesp.br)

<sup>2,3</sup>Grupo de Radiometria Solar, Departamento de Engenharia Rural – FCA/UNESP/Botucatu/SP/Brasil

<sup>4</sup>Faculdade Tecnologia de Botucatu –FATEC

*Recibido 15/08/13, Aceptado 23/09/13*

**RESUMO.** O conhecimento sobre a turbidez atmosférica é de grande importância para áreas de climatologia, monitoramento de poluição e estudos da atenuação da radiação solar em condições de céu limpo. Neste trabalho o modelo de turbidez atmosférica de Linke (TL), modificado por Li e Lam é descrito e utilizado na estimativa da turbidez atmosférica e radiação solar direta na incidência ( $I_b$ ). Os dados de  $I_b$  na incidência e radiação global utilizados são do período de 1996 a 2003. Os resultados mostram que TL apresenta sazonalidade em função do clima local variando entre  $3,10 \pm 0,72$  (maio) e  $3,93 \pm 0,91$  (setembro), com média anual igual a  $3,51 \pm 0,25$ . Na estimativa de  $I_b$ , ocorreu sub/superestimativa (MBE), espalhamento (RMSE) e ajustamento (d), respectivamente, em: janeiro: -4,38%; 13,87%; 0,83 e junho: 2,00%; 8,98%; 0,94. Com base nos valores dos três indicativos estatísticos, o melhor desempenho do modelo foi obtido nos meses de céu sem nuvens e baixa poluição.

**Palavras-chave:** modelagem, estimativa, radiação solar, radiação direta, turbidez atmosférica, Linke.

### INTRODUÇÃO

O Brasil encontra-se em pleno desenvolvimento científico-tecnológico e na busca de fontes alternativas de energia renováveis. Neste contexto, a radiação solar apresenta grande destaque nas aplicações na engenharia térmica, principalmente nos processos de conversão da energia solar em energia térmica e fotovoltaica, por meio de concentradores solares e fotovoltaico concentrado. O conhecimento da radiação solar direta na incidência ( $0,285$  a  $4,0\mu\text{m}$ ) se dá por meio de séries temporais obtidas em estações solarimétricas de superfícies monitoradas rotineiramente e/ou a partir de modelos de estimativa (estatístico ou paramétrico). Os modelos de estimativa são uma alternativa de grande importância, pois podem ser aplicados em projetos de simulação da radiação solar em locais de características climáticas similares. Os modelos de estimativa estatísticos necessitam da radiação ou a variável meteorológica (normalmente a radiação global ( $R_g$ ) ou número de horas de brilho solar – ( $n$ )), enquanto que os modelos paramétricos necessitam-se de informações mais detalhadas a respeito de diversas variáveis atmosféricas, estas de menor disponibilidade na rede solarimétrica mundial, como é o caso da concentração de ozônio, aerossóis, vapor de água e gases, entre outras.

Estas variáveis são as principais responsáveis pelo processo de atenuação da radiação solar e conseqüentemente, constituição de uma atmosfera mais turva ou menos turva. Para o conhecimento da turbidez atmosférica, normalmente, é necessário dados de radiação espectral na condição de céu limpo obtidos a partir de medidas com fotômetros solares ou espectralradiômetros (Ellouz et al., 2013). Essa técnica possui uma limitação pois o instrumento é importado ao custo elevado. Nesse sentido, métodos alternativos para obtenção da turbidez atmosférica são propostos, a partir de modelos que relacionam a radiação de banda larga com os constituintes atmosféricos. Diferentes modelos foram desenvolvidas para obtenção e quantificação do fator de turbidez atmosférica (Ångström, 1929; Kasten, 1996; Ineichen y Perez, 2002; Janjai et al., 2003). Estes modelos levam em consideração o aerossol atmosférico e o teor de vapor de água, não podendo ser utilizado nos modelos de transferência radiativa (Ineichen, 2008). O modelo paramétrico de Linke (Linke, 1922) é um dos mais conhecidos para a estimativa da turbidez atmosférica e radiação solar direta na incidência ( $I_b$ ), este refere-se por natureza à atenuação da radiação solar de banda larga. O fator de turbidez atmosférica de Linke (TL) é livre de nuvens, vapor d'água e aerossóis, que são conteúdos quase invariáveis em escala de tempo muito pequena, sendo estimado através da inversão de modelos que estimam irradiação solar direta. Em suma, o fator de turbidez de Linke refere-se a todo espectro solar global integrado e descreve a espessura óptica da atmosfera seca e limpa (ASL), devido tanto à dispersão de partículas de aerossóis quanto à absorção de vapor de água, necessária para gerar uma determinada atenuação da radiação solar direta (Ellouz et al., 2013). Esse modelo, uma vez ajustado ou parametrizado para o local, permite a estimativa por meio de informações meteorológicas e geográficas mínimas, sem a necessidade de utilizar dados de radiação solar como parâmetro do modelo. O aumento da TL, na condição de atmosfera de céu limpo, é uma indicação para o aumento do nível de turbidez atmosférica, surgido dos constituintes atmosféricos (poluição atmosférica) e depende das condições meteorológicas e do clima do local.

<sup>1</sup> Eng. Agrônomo. Prof. Dr. Campus Experimental de Registro – UNESP.

<sup>2</sup> Físico, Doutorando em Irrigação e Drenagem FCA/UNESP/BOTUCATU.

<sup>3</sup> Físico, Prof. Dr. Departamento de Ciências Ambientais FCA/UNESP/BOTUCATU.

<sup>4</sup> Físico, Prof. Dr. Associado II da Faculdade de Tecnologia de Botucatu (FATEC).

Não há estudos da variabilidade de TL para o Brasil e nem para Botucatu, SP. Portanto, a geração do modelo de Linke (equação de estimativa) depende inicialmente da obtenção do TL local, também conhecido como calibração do modelo. Assim, objetivou-se no trabalho determinar o fator de turbidez de Linke (TL) para Botucatu, de forma a se propor equação de estimativa para radiação direta na incidência usando o modelo paramétrico de Linke e a turbidez atmosférica em função do tempo.

## MATERIAL E MÉTODOS

### Descrição do clima

A Estação de Radiometria Solar (figura 1) está inserida em ambiente rural na Faculdade de Ciências Agrônomicas da UNESP de Botucatu (latitude 22,85°S, longitude 48,45°W e altitude 786m), e monitora de rotina a radiação solar: global e direta na incidência, desde 1995.



Figura 1: Pireliômetro Eppley, acoplado ao rastreado solar – Sensor detector da radiação solar direta na incidência.

O clima de Botucatu é classificado como Cfa (critérios de KÖPPEN), temperado quente (mesotérmico), verão quente e úmido com bastante precipitação e inverno seco. A figura 2 (a, b, c) mostra as séries climáticas da temperatura do ar, umidade relativa do ar, nebulosidade e precipitação acumulada do período de 1970 a 2000 na FCA/UNESP/Botucatu. As barras indicam o desvio médio com relação às médias. O dia mais longo (no solstício de verão) apresenta 13,40 horas em dezembro, e o mais curto (solstício de inverno) possui 10,60 horas em junho. Os meses de fevereiro e julho são o mais quente e frio do ano, com temperaturas médias de  $23,20 \pm 0,84^\circ\text{C}$  e  $17,10 \pm 1,19^\circ\text{C}$ , respectivamente (figura 2a). Enquanto que, fevereiro e agosto são os meses mais e o menos úmidos, com percentuais de  $78,20 \pm 3,59\%$  e  $61,80 \pm 7,13\%$ , respectivamente (figura 2a). A nebulosidade (figura 2b) acompanha a variação da temperatura e umidade relativa do ar, sendo maior no mês de janeiro ( $61,0 \pm 8,72\%$ ) e menor no mês de agosto ( $27,0 \pm 7,26\%$ ). Uma exceção na nebulosidade ocorre nos meses de maio e junho, nos quais a temperatura e umidade relativa decrescem, e a nebulosidade aumenta em relação a abril. Essa particularidade existe devido às entradas das frentes frias oriundas do sul do país, que arrastam grandes quantidades de massas de ar frio, no outono, nos meses de abril e maio.

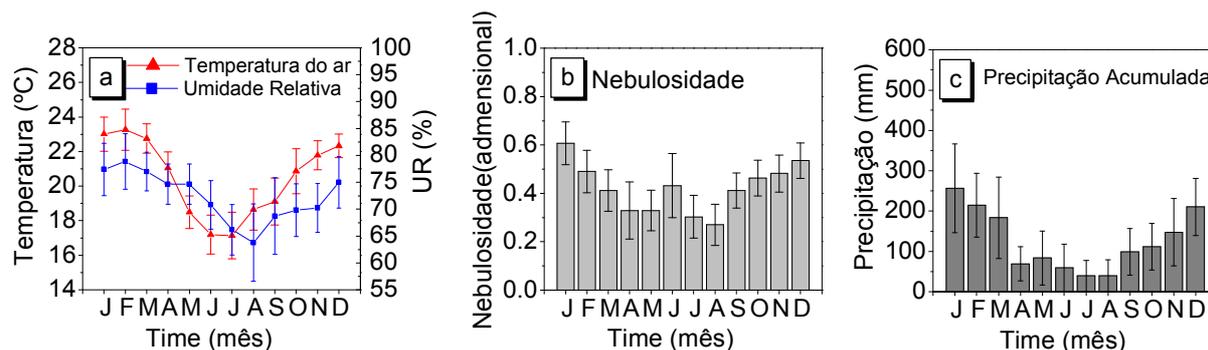


Figura 2 (a, b, c): Séries climáticas da temperatura (a), umidade (a), nebulosidade (b), precipitação (c) de 1970 a 2000.

O ciclo da precipitação é composto de estações bem distintas, ocorrendo o período chuvoso (outubro a março) e o período seco (abril a setembro). Os índices pluviométricos que se encontram abaixo do nível de 100 mm, diferencia o período seco do chuvoso (figura 2c). No período chuvoso, a precipitação é de natureza microclimática originada do processo de convecção livre e de eventos macroclimáticos originados na convergência de massas vindas da região amazônica e do oceano atlântico sul no país. Este fenômeno é definido como Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e trás bastante precipitação para o continente, podendo atuar por mais de 4 dias (Jones et al., 2004) (figura 2c). No período seco, de abril a setembro (outono e inverno), a precipitação é do tipo frontal originada do encontro das massas frias e secas vindas da região sul com as massas quentes e úmidas, da região sudeste. A maior precipitação acumulada e a menor ocorrem em janeiro e agosto, com valores totais de 260,70 mm e 38,20 mm, respectivamente.

## BASE DE DADOS E MODELO

### *Descrição da instrumentação*

A base de dados das radiações solares direta na incidência e global compreendem os anos de 1996 a 2003. A irradiância global ( $I_g$ ) é monitorada por um piranômetro Eppley PSP (Fator de Calibração:  $7,45\mu\text{V}/\text{Wm}^{-2}$ ), enquanto que a radiação direta na incidência ( $I_b$ ) por um pireliômetro Eppley NIP, acoplado a um rastreador solar ST3 da Eppley (Fator de Calibração:  $7,59\mu\text{V}/\text{Wm}^{-2}$ ). Os erros das medidas da radiação global e direta estão associados à precisão dos aparelhos da Eppley: o piranômetro PSP que mede a radiação global possui uma incerteza da ordem de 2,5%, enquanto que, o pireliômetro que mede a radiação direta de 2,5% (Ambrosetti et al., 1984). A Estação de Radiometria Solar dispõe de radiômetros solares adicionais, os quais são utilizados unicamente para aferição dos equipamentos de rotina. As aferições são realizadas a cada 2 anos, pelo método comparativo sugerido pela OMM (Fröhlich y London, 1986). Na aquisição dos dados foi utilizado um Datalogger da Campbell CR23X operando na frequência de 1Hz e armazenando médias de 300 leituras, a cada 5 minutos. Os dados armazenados diariamente no módulo de memória SM192 da Campbell foram transferidos para um microcomputador através de uma interface SC532 e do software PC208w da Campbell e salvos em arquivos .DAT. Os dados médios a cada 5 minutos passaram por um controle de qualidade no qual valores duvidosos ou falhas no período de calibração foram eliminados e em seguida foram processados por programas desenvolvidos para o cálculo das irradiações (Chaves y Escobedo, 1999).

### *Descrição do Modelo Paramétrico de Linke (Fator de turbidez atmosférica)*

O fator de turbidez atmosférica de Linke (TL) (Linke, 1922), representa o número de atmosferas secas e limpas (ASL) que são necessárias para produzir na radiação extraterrestre uma atenuação equivalente à atenuação de uma atmosfera real (Pedrós et al., 1999; Hussain et al., 2000), ou seja, é um indicador da atenuação da radiação solar pelos constituintes atmosféricos: ozônio, moléculas de ar, vapor de água, poeira e aerossóis, sendo assim um importante parâmetro de predição da disponibilidade da radiação solar direta difundido num determinado local em dias de céu limpo. Pois, na condição de dias nebulosos a turbidez atmosférica torna-se irreal devido a influencia das nuvens que acaba misturando com outras variáveis atmosféricas. O fator (TL) possui algumas desvantagens: depende da massa de ar, não distingue o efeito do vapor de água a partir da absorção causada por aerossol em uma atmosfera de Rayleigh puro  $TL = 1$ , numa atmosfera poluída pode aumentar para  $TL > 8$ , a atenuação da radiação sob uma atmosfera de céu limpo torna-se maior com o aumento do TL, o valor mais próximo do ideal é alcançada no ar extremamente claro e frio em altas latitudes (Louche et al., 1986; Eltbaakh et al., 2012). Por isso, um valor de massa de ar de referência de 2 deve ser calculada para remover uma parte da variação de TL.

O fator (TL) sofreu diversas modificações e melhorias ao longo de décadas (Kasten, 1996; Zakey et al., 2004; Mavromatakis y Franghiadakis, 2007). Os valores típicos de TL normalmente variam entre 1 e 10, altos valores significa que as radiações solares são mais atenuadas em uma atmosfera de céu sem nuvens (Djafer y Irbah, 2013). Neste trabalho, o fator de turbidez de Linke foi determinado a partir da relação proposta por Li y Lam (2002), equação 1:

$$TL = \frac{\ln\left(\frac{I_{sc}E_0}{I_b}\right)}{(\delta_R m_a)} \quad (1)$$

$I_{sc}$  é a constante solar no topo da atmosfera ( $1367 \text{ W/m}^2$ ),  $I_b$  é a irradiância direta na incidência normal,  $E_0$  e  $\delta_R$  é a excentricidade do eixo da Terra e a espessura ótica de Rayleigh, respectivamente.  $M_a$  é massa ótica a pressão real calculada pela expressão:

$$m_a = m_r \left(\frac{p}{p_0}\right) \quad (2)$$

onde,  $m_r$  é a massa ótica relativa definida em função do ângulo zenital ( $Z$ ) em graus, dada por:

$$m_r = [\cos Z + 0,15(93,885 - Z)^{-1,253}]^{-1} \quad (3)$$

A relação  $p/p_0$  é a razão entre a pressão local a pressão padrão (ao nível do mar), e foi calculada em função da altitude ( $h$ ) local em metros (Iqbal, 1983) pela expressão:

$$\frac{p}{p_0} = \exp(-0,0001184h) \quad (4)$$

A espessura ótica de Rayleigh ( $\delta_R$ ) foi calculada de acordo com Louche et al., (1986) e Kasten (1996) através uma função polinomial do 4º grau relacionado com a massa ótica relativa, representada por:

$$\delta_R = (6,5567 + 1,7513m_r + 0,1202m_r^2 + 0,0065m_r^3 - 0,00013m_r^4)^{-1} \quad (5)$$

A Eq. 5 surgiu da necessidade da obtenção de melhores valores numéricos para a espessura ótica integrante do espalhamento de Rayleigh (Eltbaakh et al., 2012). Para isso, y Louche y et al., (1986) utilizaram dados de radiação solar extraterrestre espectral e os coeficientes de espectro de absorção dos gases atmosféricos, propuseram a equação para a função ( $\delta_R$ ) e demonstraram que os novos valores foram mais ajustados que os anteriores considerados.

Na depuração dos dados para a aplicação do modelo foi adotado o critério de corte para céu aberto proposto por Karayel (1984), onde a irradiância direta na incidência normal deve ser maior que  $200 \text{ W/m}^2$  e a razão entre a irradiância difusa pela global menor que  $1/3$ . Se a transmissividade atmosférica, definida como a razão entre a irradiância solar global e a que chega ao topo da atmosfera, não pode ser inferior a  $0,675$ . Caso algumas condições de filtro sejam verdadeiras, os dados serão

excluídos da análise da turbidez atmosférica. y Pedrós y et al., (1999) destacam que a análise horária de TL torna-se interessante para a transmissividade atmosférica ( $k_t$ ) de pelo menos 0,70 e diário, com pelo menos 40% de horas claras e  $k_t$  de pelo menos 0,40. No aspecto geral, qualquer valor gerado de TL carrega intrinsecamente um error associado as medidas da irradiação direta na incidencia normal (Mavromatakis y Franghiadakis, 2007).

#### Indicativos Estatísticos

Os indicadores estatísticos: desvio das médias MBE (Mean Bias Error), raiz quadrada do desvio quadrático médio RMSE (Root Mean Square Error), e “d” de Willmott utilizados na avaliação do desempenho das equações de estimativa foram:

$$MBE (\%) = 100 \frac{\sum_{i=1}^N (P_i - O_i)}{N \bar{X}} \quad RMSE (\%) = 100 \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (P_i - O_i)^2}{N}} \quad d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (P_i - O_i)^2}{\sum_{i=1}^N (|P_i| + |O_i|)^2}$$

Sendo:  $P_i$  representa os valores estimados,  $O_i$  os valores medidos,  $N$  o número de observações,  $|P_i|$  o valor absoluto da diferença  $P_i - \bar{O}_i$ , em que  $\bar{O}_i$ , representa a média de  $O_i$ ,  $|O_i|$  representa o valor absoluto da diferença  $O_i - \bar{O}_i$  e  $\bar{X}$  é o valor médio medido.

O indicativo MBE gera a média dos desvios e fornece informações quanto ao desempenho do modelo. Os Valores negativos indicam subestimativa do modelo testado e vice-versa. De acordo com Stone (1993), quanto menor for seu valor absoluto, melhor é o desempenho do modelo avaliado. A desvantagem deste indicativo é que uma superestimativa anula uma subestimativa.

O RMSE, que é a raiz quadrada do erro quadrático médio, informa sobre o valor real do erro produzido pelo modelo. As desvantagens do RMSE são que alguns erros de grande proporção na soma podem causar acréscimos significativos nos valores de RMSE, além do que ele não distingue superestimativa de subestimativa. Em geral, quanto menores os valores gerados para RMSE, melhor o desempenho dos modelos.

O índice de ajustamento “d”, variando de 0 a 1, representa o total desajustamento ou ajustamento, respectivamente, entre a estimativa e a medida (Willmott, 1981). A vantagem do indicativo “d” é que descreve as variações proporcionais de duas variáveis, fazendo distinção entre tipo e magnitude de possíveis covariâncias, diferentemente do índice de correlação (R) e do coeficiente de determinação ( $R^2$ ) que não fazem distinção.

A utilização conjunta dos indicadores estatísticos MBE , RMSE e índice de ajustamento “d”, é a alternativa adequada para validação de modelos estatísticos, pois permite análise simultânea do desvio da média, identificando a ocorrência de sub ou superestimativa, espalhamento e ajustamento do modelo em relação às medidas. y Alados y et al. (2000) utilizaram o índice “d” conjuntamente com o RMSE no teste de validação de seus modelos de radiação solar.

## RESULTADOS E DISCUSSÃO

### Distribuição de Frequência do fator de turbidez (TL)

Na caracterização da turbidez atmosférica para Botucatu, separou-se em frequência de ocorrência percentual para atmosferas secas e limpas (ASL), como mostrado na Figura 3( Li e Lam, 2002).As frequências foram separadas em intervalos de classes iguais (0,20) compreendidos entre 0,60 e 12. A distribuição de frequência mostra uma distribuição modal, com pico máximo em 3 ASL, representando cerca de 12,76% das observações. Menos de 3,50% das observações ocorreram quando TL foi superior a 5,5, sendo que aproximadamente 98,23% das ocorrências de TL encontram-se no intervalo entre 2,0 e 6,0.

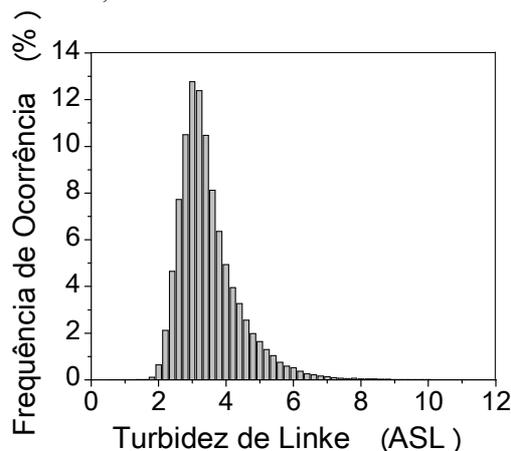


Figura 3: Frequência de Ocorrência do Fator de Turbidez de Linke.

Estes resultados diferem dos obtidos por (Djafer y Irbah, 2013) em Ghardaia província da Argélia, onde resultaram em 39,80% dos fatores para ( $TL < 3,00$ ), 47,50 % entre ( $3,00 \leq TL \leq 5,00$ ) e 12,70% para ( $TL > 5$ ), com maior frequência para valores de  $TL \approx 2,50$ .

A frequência acumulativa de distribuição do fator de turbidez de Linke está apresentada na figura 4 e serve como indicativo da porcentagem de observações (instantâneas de horas e dias de céu sem nuvens) em que um dado nível de turbidez é atingido. Cerca de 90% das observações ocorrem abaixo de 2,50. O valor  $TL = 3,20$  é o divisor da curva de frequência, pois 50% das observações encontram-se abaixo e acima deste valor. Os resultados obtidos apontam que da turbidez atmosférica com  $TL < 4,0$  ocorreram  $\approx 75,87\%$  dias de céu limpo, que representa uma atmosfera com baixa ou nenhuma turbidez. Os resultados mostram que  $\approx 18,12\%$  estão entre  $(4,0 \leq TL \leq 6,5)$ , demonstrando que mais de 18,12% dos dias sem nuvens em Botucatu a atmosfera está em transição de limpo para turvo. Em cerca de  $\approx 0,79\%$  dos dias limpos, a turbidez obtida excedeu 6,50, representando que 0,79% dos dias a atmosfera em Botucatu foi turva. Estes resultados são similares aos obtidos por Wen y Yeh (2009) para o porto Taichung perto do Estreito de Taiwan, onde obtiveram que 30% dos dias de céu limpos ( $TL > 5,0$ ) a atmosfera era turva e 50% dos dias entre  $(4,0 < TL < 6,5)$  o céu estava em transição de limpo para turvo.

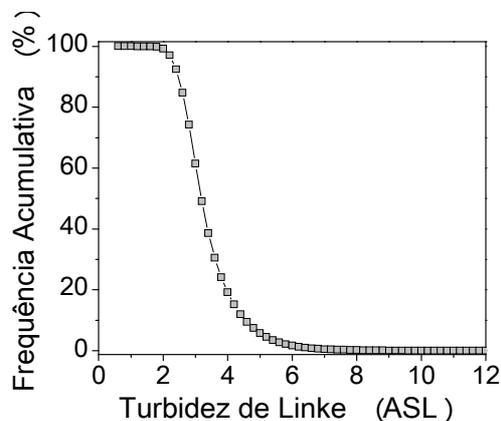


Figura 4: Frequência Acumulativa de Distribuição do Fator de Turbidez de Linke.

Os resultados obtidos são diferentes dos observados por Li y Lam (2002) em Hong Kong, onde 50% das observações de TL encontram-se entre 4,3 e 5,3 ASL, indicando que a cobertura atmosférica é de turba a clara. A cobertura da atmosfera de Botucatu mostra ser bem mais limpa que de Hong Kong, possivelmente por ser uma região poluída comparada a Botucatu situada num ambiente rural. Outra possibilidade pode estar associada a diferença entre as altitudes dos locais, pois altitudes mais elevadas têm menos coluna atmosférica para a radiação solar atravessar e menos atenuação (Spokas y Forcela, 2006).

#### Estimativa do fator de turbidez de linke (TL)

A figura 5 mostra a evolução anual das médias mensais de TL e seus respectivos desvios. Obtém-se o valor médio mensal de TL, porque a média é mais robusto no que diz respeito às discrepâncias e na maioria das vezes o valor da média é ligeiramente mais baixo do que o valor medido (Remund et al., 2003). As barras de erro representam o desvio padrão da média, específica para cada mês. Os valores de TL dependem diretamente dos fatores geográficos, astronômicos e climáticos, e variam de mês a mês. Os maiores valores de TL ocorrem na primavera e verão, nos quais a temperatura, nebulosidade, precipitação e aumento de aerossóis marinhos que avançam para o continente, misturados nos sistemas frontais do atlântico sul e o ZCAS são mais elevadas no ano (Allen et al., 2004). Por outro lado, os menores valores de TL ocorrem no outono e inverno, onde a temperatura, nebulosidade e precipitação, são as menores no ano, e a concentração de aerossóis oriundos da queima de cana de açúcar em localidades próximas a Botucatu e a queima de matas nativas para produção agrícola e agropecuária em regiões próximas a São Paulo, são as maiores no ano (Holben et al., 2001).

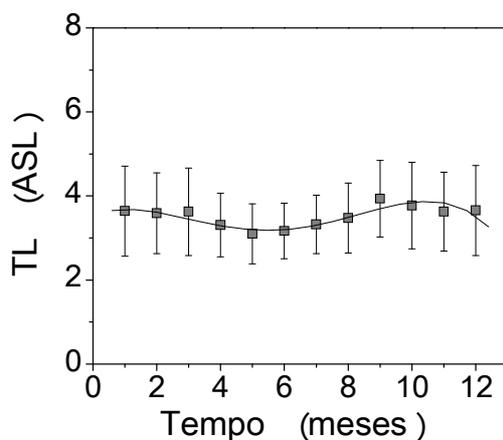


Figura 5: Fator de Turbidez de Linke Médio Mensal em função do tempo em meses.

Os meses de abril a agosto são os que apresentaram os menores valores de TL, devido à maior estabilidade atmosférica, enquanto que os demais meses apresentam cobertura de céu mais instável, com maior ocorrência de entrada e saída de nuvens, resultando em maior turbidez, e conseqüentemente maiores desvios. Os valores médios mensais de TL são de  $3,10 \pm 0,72$  em maio a  $3,93 \pm 0,91$  em setembro, e na média geral TL foi igual a  $3,51 \pm 0,25$ .

Os resultados obtidos para Botucatu são aproximadamente iguais ao encontrados por y Pedrós y et al., (1999) em Valência, Espanha, que obtiveram TL variando entre 2,90 e 4,70; y Hussain y et al., (2000) em 3 regiões Bangladesh, que encontraram TL compreendido entre 3,46 e 4,83 ASL, com média de 4,0 ASL; e menor que os obtido por y Shaltout y et al., (2001) em EL-Menia, região poluída do Egito onde identificaram TL entre 2,01 e 5,86 ASL; Li y Lam, (2002) em Hong Kong, identificaram TL no intervalo de 3,70 e 5,260 ASL; y Diabaté y et al., (2003) na África (TL = 3,50 ASL). Estes resultados também diferem dos obtidos por (Rahoma y Hassan, 2012) em 13 locais do Egito, que obtiveram TL variando entre 2,24 e 6,57, com média de  $4,62 \pm 1,107$ . Destacando a urbanização local como principal fator responsável pelo aumento da poluição e da turbidez atmosférica.

Quando valores de TL estão entre 4 e 6 ASL caracteriza-se uma região úmida, enquanto que, acima de 6 ASL, atmosfera é poluída. Já TL entre 1,80 a 2,70, caracteriza-se áreas montanhosas Becker (2001). Como Botucatu situa-se em uma região de elevada altitude (~ 786 m), os resultados obtidos representam uma zona de transição entre áreas umidades e montanhosas. Apesar de localizar-se, em média 220 km do litoral sul do Estado de São Paulo, Botucatu possivelmente tem forte influência da umidade oriunda das inúmeras bacias hidrográficas que existem a sua volta (represas de Barra Bonita e Jurumirim), com raios menores que a distância ao litoral (~100 km).

#### *Equação de estimativa do fator de turbidez*

A equação polinomial de quarta ordem que melhor se ajusta à variação de TL em função do tempo em Botucatu, (T, meses), é dada por:

$$TL = 3,52856 + 0,30153T - 0,18083T^2 + 0,02749T^3 - 0,00121T^4 \quad (1)$$

Os coeficientes gerados da equação polinomial possuem interpretações distintas e dependem da variabilidade sazonal da temperatura do ar, umidade relativa, nebulosidade, velocidade e direção do vento e precipitação. O desenvolvimento desta equação busca uma facilitação no cálculo do Modelo de Linke, pois visa à determinação de TL em função de um parâmetro simples (o tempo em meses), ao invés de utilizar parâmetros mais complexos da metodologia de Linke. A equação apresenta um coeficiente de determinação ( $R^2$ ) de 0,8122, indicando que cerca de 81,20% da variação de TL é explicada pelo tempo (em meses). Para 13 locais do Egito, Rahoma y Hassan (2012) geraram uma equação para prever TL baseado em diferentes variáveis meteorológicas e obtiveram coeficiente de determinação ( $R^2$ ) de 0,90, similar ao obtido localmente. O resultado em Botucatu é similar ao encontrado para a região de Ghardaia – província da Argélia, (Djafer y Irbah, 2013), ajustaram uma equação polinomial do 6º grau em função dos anos e obtiveram baixos erros experimentais, embora limitado para preencher algumas lacunas em série de dados em locais com climas semelhantes.

É importante mencionar que a variação de curto prazo da turbidez atmosférica depende das condições meteorológicas e do clima local a longo prazo. Estes podem ser influenciados pelos ventos, que podem transportar umidade ou partículas de aerossóis a partir de fontes distantes e desempenham um papel importante na variação temporal da turbidez (Ellouz et al., 2013). Destaca-se que TL aumenta com a velocidade do vento e que em locais industrializados os maiores valores de TL podem ser obtidos no período da tarde devido a maior intensidade da atividade humana.

#### *Estimativa da irradiação solar direta na incidência normal*

A estimativa da irradiação direta na incidência, calculada mensalmente (valores médios mensais de TL) pela expressão de Li y Lam (2002):  $I_b = 1367E_0 \exp(-TL\delta_R m_a)$  estão apresentados na tabela 2. O desvio padrão gerado para TL variou entre 0,66 e 1,07. O valor mínimo do desvio foi obtido em junho. Isso deve-se ao menores flutuações de TL durante o período seco. Enquanto que, o valor máximo foi verificado nos meses de janeiro e dezembro, período com maiores variações de TL, isto pode ser atribuído ao efeito da nebulosidade, precipitação e aerossóis.

Mês	TL	Desvios
Janeiro	3,64	1,07
Fevereiro	3,59	0,96
Março	3,62	1,04
Abril	3,31	0,76
Mai	3,10	0,72
Junho	3,17	0,66
Julho	3,32	0,69
Agosto	3,47	0,83
Setembro	3,93	0,91
Outubro	3,77	1,03
Novembro	3,63	0,94
Dezembro	3,65	1,07

Tabela 2: Valores médios mensais de TL e respectivos desvios.

A comparação entre a estimativa e a medida instantânea da radiação direta na incidência para os meses é apresentada na tabela 3. O modelo de Linke subestimou as medidas nos meses de janeiro (4,38%), fevereiro (1,0%), março (5,26%), maio (2,67%), julho (5,20%), setembro (1,75%), novembro (4,35%) e dezembro (5,84%), e superestimou as medidas nos meses de abril (1,32%), junho (2,0%), agosto (2,53%) e outubro (11,39%). O mês de outubro resultou no maior valor absoluto de MBE, essa diferença possivelmente foi ocasionada pela maior concentração de aerossóis na atmosfera, gerando uma atmosfera mais turva. Enquanto que, o mês de fevereiro resultou no menor valor absoluto de MBE, possivelmente por apresentar uma atmosfera menos turva e com pouco material particulado.

Mês	MBE (%)	RMSE (%)	d
Janeiro	-4,38	13,87	0,83
Fevereiro	-1,00	14,18	0,86
Março	-5,26	13,44	0,86
Abril	1,32	9,91	0,93
Mai	-2,67	12,15	0,91
Junho	2,00	8,98	0,94
Julho	-5,20	14,52	0,87
Agosto	2,53	9,93	0,92
Setembro	-1,75	15,20	0,79
Outubro	11,39	14,66	0,77
Novembro	-4,35	15,57	0,84
Dezembro	-5,84	12,88	0,86

Tabela 3: Resultados da Validação do Modelo de Linke nos meses do ano de 2002.

Os valores de RMSE variaram entre 8,98% (junho) e 15,57% (novembro). No geral, foram maiores no período úmido, onde são maiores as concentrações de nuvens, vapor de água, e conseqüentemente maior turbidez atmosférica e menor no período seco, que ao contrário, apresentam menores concentrações de nuvens, vapor de água e menor turbidez atmosférica. O índice de ajustamento (“d”) foi estatisticamente significativo, pois na maioria dos meses foi superior a 0,83. Inverso aos valores de RMSE, no geral, os valores de “d” foi menor no período úmido, onde são maiores as concentrações de nuvens, vapor de água, e conseqüentemente maior turbidez atmosférica, e maiores no período seco, que ao contrario, apresentam menores concentrações de nuvens, vapor de água, e menor turbidez atmosférica.

A figura 6 mostra a comparação entre a medida (base de dados de 2002) e estimada (modelo de Linke) da radiação direta ( $W/m^2$ ) em função do tempo em horas, para os dias 25/06/2002 a 29/06/2002 (figura 6a); e 10/10/2002 a 14/10/2002 (Figura 6b). O modelo de Linke apresenta os melhores resultados na figura 6(a), enquanto na figura 6(b) ocorrem os piores resultados dentro da base de dados da validação. Provavelmente, a discrepância para o mês de outubro foi ocasionada pela maior concentração de aerossóis na atmosfera, gerando uma atmosfera mais turva e com maior dispersão da radiação direta. Enquanto que, o mês de julho apresenta uma atmosfera seca e transparente com menos turbidez.

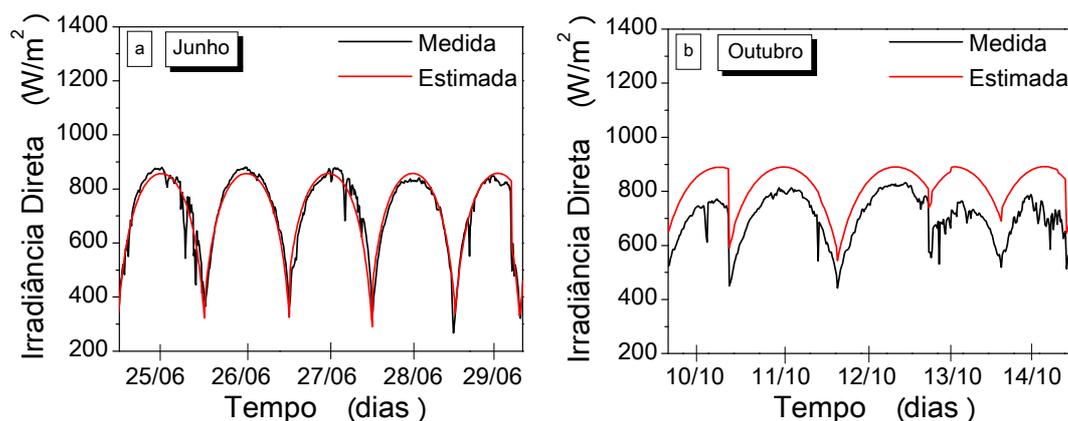


Figura 6: Radiação Direta Medida e Estimada para os meses de (a) Junho (dias 25/06/02 a 29/06/02); (b) Outubro (dias 10/10/02 a 14/10/02).

A tabela 4 mostra os indicativos MBE, RMSE e d da comparação entre medida e estimada para os dias 25 a 29 de julho de 2002 (figura 6a), e de 10 a 14 de outubro de 2002 (figura 6b), respectivamente. A melhor estimativa do modelo de Linke forneceu os indicativos estatísticos, MBE inferior a 4,0%, RMSE inferior a 7,5% e ajustamento acima de 0,98. O pior resultado, nos dias 10 a 15 de outubro, os indicativos estatísticos foram: MBE de 10,0% até 23,0%, RMSE de 14,0% a 23,5%, e o ajustamento de 0,85 a 0,38.

Data	MBE (%)	RMSE (%)	d
25/06/2002	-0,86	6,50	0,97
26/06/2002	-1,91	3,39	0,99
27/06/2002	-0,95	7,26	0,96
28/06/2002	3,68	5,19	0,98
29/06/2002	1,76	5,91	0,98
10/10/2002	18,67	19,03	0,56
11/10/2002	14,44	14,82	0,77
12/10/2002	10,32	10,56	0,85
13/10/2002	22,69	23,11	0,43
14/10/2002	22,39	23,21	0,38

Tabela 4: Indicativos estatísticos MBE, RMSE e d para os dias de 25/06/2002 a 29/06/2002 e 10/10/2002 a 14/10/2002.

O pior resultado observado em outubro está relacionado à elevada variabilidade interanual na concentração de aerossóis na atmosfera, resultado da influência dos incêndios praticados em áreas de pastagem e mata nativa em estados adjacentes ao de São Paulo (Teramoto, 2013; Holben et al., 2001). Em anos nos quais há o atraso no início do período chuvoso em Botucatu, que inicia em outubro, há o acúmulo dos aerossóis na atmosfera. Em outubro de 2002 a frequência de chuvas foi baixa em Botucatu, condição que gerou o aumento da turbidez atmosférica (Teramoto, 2013). No geral, o modelo estimou a radiação direta diária dentro dos limites deste intervalo de variação, onde o melhor desempenho é estabelecido para os indicativos de junho e o pior para os indicativos de outubro.

## CONCLUSÕES

Dos resultados discutidos das equações de estimativas com modelo de Linke mensal pode-se concluir que o fator de turbidez de Linke (TL) varia mensalmente, onde os maiores TL ocorrem nos meses mais nebulosos (verão e primavera), e os menores nos meses de céu claro (outono e inverno). Os TL médios mensais foram de  $3,10 \pm 0,72$  em maio e  $3,93 \pm 0,91$  em setembro, com média anual igual a  $3,51 \pm 0,25$ .

Na validação mês a mês, o modelo de Linke, constituído de 12 equações mensais, subestimou ou superestimou as medidas com bom nível de espalhamento e ajustamento. Com base no desempenho dos três indicativos MBE, RMSE e d de Willmott, o modelo apresentou melhores resultados nos meses de céu aberto.

## NOMENCLATURA

$I_b$	Radiação solar direta na incidência normal	$(Wm^{-2})$
$R_g$	Radiação solar global	$(Wm^{-2})$
$I_g$	Irradiância global	$(Wm^{-2})$
$I_{sc}$	Constante solar no topo da atmosfera (1367)	$(Wm^{-2})$
$E_0$	Excentricidade do eixo da Terra	
$\delta_R$	Espessura ótica de Rayleigh	
$m_a$	Massa ótica a pressão real	
$m_r$	Massa ótica relativa	
$Z$	Ângulo Zenital	
$p/p_0$	Razão entre a Pressão local e a Pressão padrão (ao nível do mar)	
$h$	Altitude	m
MBE	Mean Bias Error	(%)
RMSE	Root Mean Square Error	(%)
"d"	"d" de Willmott	
TL	Turbidez Atmosférica de Linke	
ASL	Atmosfera Seca e Limpa	
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul	

## AGRADECIMENTOS

Os Autores agradecem o CNPq e a FAPESP pelo apoio financeiro.

## REFERÊNCIAS

- Alados I.; Olmo F. J.; Foyo-Moreno I.; Alados-Arboledas L. (2000). Estimation of photosynthetically active radiation under cloudy conditions. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.102, p.39-50.
- Allen A. G.; Cardoso A. A.; da Rocha G. O. (2004). Influence of sugar cane burning on aerosol soluble ion composition in Southeastern Brazil. *Atmospheric Environment*, v. 38, p. 5025 – 5038.
- Ambrosetti P.; Andersson H. E. B.; Liedquist L.; Froelich C.; Wehrli C.; Talarek H. C. (1984). Results of outdoor and indoor pyranometer comparisons. IEA Document n°, 111. A. 3. Julich, Federal Republic of Germany: Kunforschungsanlage – Julich, GmbH.
- Ångström A. (1929). On the atmospheric transmission of sun radiation and in dust in the air. *Geogr. Ann.*, v.2, p.156–166.
- Becker S. (2001). Calculation of direct solar and diffuse radiation in Israel. *International Journal of Climatology*, v.21, p1561-76.
- Chaves A. M. y Escobedo J. F. (1999). Solar radiation data base management software. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.14, n.2, p.91-98.
- Diabaté L.; Remund J.; Wald L. (2003). Linke turbidity factors for several sites in Africa. *Solar Energy*, v.75, p.111-119.
- Djafer D. y Irbah A. (2013). Estimation of atmospheric turbidity over Ghardaia city. *Atmospheric Research*, v.128, p.76–84.
- Ellouz F.; Masmoudi M.; Medhioub K. (2013). Study of the atmospheric turbidity over Northern Tunisia. *Renewable Energy*, v.51, p. 513–517.
- Eltbaakh Y. A.; Ruslan M. H.; Alghoul M. A.; Othman M. Y.; Sopian K. (2012). Issues concerning atmospheric turbidity indices. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, v.16, p. 285–6294.
- Fröhlich C. y London J. (Eds.). (1986). Revised Instruction Manual on Radiation Instruments and Measurements. World Climate Research Programme, WCRP publications series no.7, publication WMO/TD no.149, Geneva (Switzerland), 139pp.
- Holben B. N.; Tanré D.; Smirnov A.; Eck T. F.; Slutsker I.; Abuhassan N.; Newcomb W. W.; Schafer J. S.; Chatenet B.; Lavenue F.; Kaufman Y. J.; Vande Castle J.; Setzer A.; Markham B.; Clark D.; Frouin R.; Halthore R.; Karneli A.;

- O'Neill N. T.; Pietras C.; Pinker R. T.; Voss K.; Zibordi G. (2001). An emerging ground-based aerosol climatology: Aerosol optical depth from AERONET. *Journal of Geophysical Research*, v. 106, n. 11, p. 12.067–12.097.
- Hussain M.; Khatun S.; Rasul M. G. (2000). Determination of atmospheric turbidity in Bangladesh. *Renewable Energy*, v.20, p. 325-32.
- Ineichen P. (2008). Conversion function between the Linke turbidity and the atmospheric water vapor and aerosol content. *Solar Energy*, v.82, p.1095–1097.
- Ineichen P. y Perez R. (2002). A new air mass independent formulation for the Linke turbidity coefficient. *Solar Energy*, v.73, p.151–157.
- Iqbal M. (1983). An introduction to solar radiation. New York: Academic Press, 390p.
- Janjai S.; Kumharn W.; Laksanaboonsong J. (2003). Determination of Ångström's turbidity coefficient over Thailand. *Renewable Energy*, v.28, p.1685–700.
- Jones C.; Carvalho L. M. V.; Higgins R. W.; Waliser D. E.; Schemm J. K. E. (2004). Climatology of Tropical Intraseasonal Convective Anomalies: 1979 – 2002. *Journal of Climate*, v. 17, p. 523-539.
- Karayel M.; Navvab M. Ne'eman E.; Selkowitz S. (1984). Zenith luminance and sky luminance distributions for daylighting calculations. *Energy and Buildings*, v. 6, n.3, p. 283-91.
- Kasten F. (1996). The Linke turbidity factor based on improved values of the integral Rayleigh optical thickness. *Solar Energy*, v.56, n.3, p.239-44.
- Li D. H. W. y Lam J. C. (2002). A study of atmospheric turbidity for Hong Kong. *Renewable Energy*, v.25, p. 1-13.
- Linke E. (1922). Transmission-koeffizient und Trübungsfaktor. *Beiträge zur Physik der freien Atmosphäre*, v. 10, p.91-103.
- Louche A.; Peri G.; Iqbal M. (1986). An analysis of Linke turbidity factor. *Solar Energy*, v.37, n.6, p.393-6.
- Mavromatakis F. y Franghiadakis Y. (2007). Direct and indirect determination of the Linke turbidity coefficient. *Sol. Energy*, v.81, p.896–903.
- Pedros R.; Utrillas M. P.; Martínez-Lozano J. A.; Tena F. (1999). Values of broad-band turbidity coefficients in a Mediterranean coastal site. *Solar Energy*, v.66, n.1, p.11-20.
- Rahoma U. A. y Hassan A. H. (2012). Determination of atmospheric turbidity and its correlation with climatologically parameters. *American Journal of Environmental Science*, v.8, p.597-604.
- Remund J.; Wald L.; Lefevre M.; Ranchin T.; Page J. (2003). Worldwide Linke turbidity information. Proceedings of ISES Solar World Congress, 16-19 June, Gteborg, Sweden, CD-ROM published by International Solar Energy Society.
- Shaltout M. A. M.; Hassan A. H.; Fathy A. M. (2001). Study of the solar radiation over Menia. *Renewable Energy*, v.23, p.621-639.
- Spokas K. y Forcela F. (2006). Estimating hourly incoming solar radiation from limited meteorological data. *Weed Science*, v.54, p.184 – 189.
- Stone R. J. (1993). Improved statistical procedure for the evaluation of solar radiation estimation models. *Solar Energy*, v.51, n.4, p.289-91.
- Teramoto E. T. (2013). Transmissividade atmosférica da radiação solar UV: Análise climática e modelos de estimativas. Tese de Doutorado, Faculdade de Ciências Agrônomicas, Universidade Estadual Paulista, 85p.
- Wen C-C. y Yeh H-H. (1960). Analysis of atmospheric turbidity levels at Taichung Harbor near the Taiwan Strait. *Atmospheric Research*, v.94, p.168–177.
- Willmott C. J. (1981). On the validation of models. *Physical Geography*. v.2, p.184-94.
- Zakey A. S.; M. M. Abdelwahab M. M.; Marker P. A. (2004). Atmospheric turbidity over Egypt. *J. Atmos. Environ.*, v.38, p.1579-1591.

**ABSTRACT:** The knowledge of the atmospheric turbidity has a great importance to areas of climatology, pollution monitoring and studies of the attenuation of solar radiation in clear sky conditions. In this work the Linke's model of atmospheric turbidity (TL), modified by Li and Lam, is described and used to estimate the atmospheric turbidity and solar direct beam ( $I_b$ ). The data of  $I_b$  beam and global solar radiation used are of the period from 1996 to 2003. The results show that TL presents seasonality in function of the local climate, ranging between  $3.10 \pm 0.72$  (May) and  $3.93 \pm 0.91$  (September), with an annual average equal to  $3.51 \pm 0.25$ . In the estimation of  $I_b$ , occurred under/overestimation (MBE), scattering (RMSE) and adjusted (d), respectively, in: January: -4,38%; 13,87%; 0,83 and June: 2,00%; 8,98%; 0,94. Based on the values of the three statistics index, the best model performance was obtained in the months of cloudless sky and low pollution.

**Keywords:** modeling, estimating, solar radiation, direct radiation, beam, turbidity, Linke.