

Utilização de métodos de análise espacial no teste de modelo de obtenção da temperatura de superfície

Spatial analysis methods to test an algorithm for retrieving surface temperature

Renata Fernandes Figueira Nascimento¹

¹ Programa de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE. Caixa Postal 515 - 12245-970 São José dos Campos - SP, Brasil. renata@dsr.inpe.br

Abstract *Remote sensing of surface temperature from the thermal band data of Landsat Thematic Mapper (TM) was used to estimate surface temperature, using an algorithm proposed by Qin et al. (2001). Two spatial analysis methods were used to interpolate in situ data to obtain an image of temperature spatial distribution. Then a difference between images from the spatial methods and the image from the model was made. The results show that ordinary kriging presented the best results. But errors at in situ data should be considered.*

Key words *remote sensing, temperature, spatial analysis*

Resumo *Dados da banda termal do sensor TM do Landsat 5 foram utilizados no modelo proposto por Qin et al. (2001) para estimativa de temperatura da superfície. Dois métodos de análise espacial de dados geográficos foram utilizados para a interpolação dos dados in situ. Uma diferença entre as imagens obtidas pelos métodos de análise espaciais e a imagem obtida pelo modelo foi realizada, mostrando que a diferença entre a krigagem ordinária e o modelo apresentou menores valores. Porém, deve-se considerar os possíveis erros na amostragem in situ, o que muda totalmente os resultados obtidos nos métodos de análise espacial de dados geográficos.*

Palavras-chave *sensoriamento remoto, temperatura, análise espacial*

Introdução

Fundamentalmente, a temperatura e a estrutura termal de um sistema aquático são controladas pelas radiações de ondas longas e curtas, fluxos de calor sensível e latente, e as energias associadas às entradas e saídas de radiação do sistema aquático (Henderson-Sellers, 1986). O balanço de calor em um sistema aquático representa, em síntese, a troca de calor com o ambiente circunvizinho (essencialmente a atmosfera). Devido à baixa condutividade térmica da água, a perda de radiação termal é predominantemente um fenômeno superficial, restrito aos primeiros centímetros da superfície do corpo d'água (Henderson-Sellers, 1984; Wetzel, 2001). Os resultados obtidos em estudos de troca de calor entre a atmosfera e a superfície de sistemas aquáticos mostraram que o controle dessa troca é decisivo para as características das massas de água. A estrutura termal resultante, a qual varia no tempo e no espaço em relação às condições externas são extremamente importantes para a troca de gases entre a superfície da água e a atmosfera (Ambrosetti et al., 2002). Mudanças na estrutura termal de sistemas aquáticos são dirigidas por interações complexas com a atmosfera (Robertson e Ragotzkie, 1990).

Modelos numéricos têm sido utilizados para integrar estas complexas interações permitindo a determinação de como mudanças específicas no clima podem alterar a estrutura térmica de corpos d'água. Os modelos numéricos simulam os processos físicos que ocorrem no corpo d'água, sendo desenvolvidos principalmente para examinar mudanças que ocorrem sobre o curso de uma estação (Imberger, 1985); e mudanças interanuais (Beletsky e Schwab, 2001). Alguns modelos foram desenvolvidos para simular a estrutura térmica de lagos em função das condições meteorológicas ambientais obtidas por estações meteorológicas (Ford e Stefan, 1980; Owens et al., 1986).

Outra ferramenta utilizada para estudar a distribuição da temperatura superficial da água no espaço e sua variabilidade no tempo é o sensoriamento remoto (Schott et al., 2001). Por oferecer uma visão sinótica da superfície da água e a possibilidade de estimar sua temperatura em períodos longos de tempo, alguns pesquisadores conduziram suas pesquisas utilizando imagens de satélite para documentar a temperatura superficial de sistemas aquáticos continentais (Schwab et al., 1999; Schott et al., 2001; Li et al., 2001; Oesch et al., 2005).

Estimativa da Temperatura da Superfície da Água por Sensoriamento Remoto

A tecnologia de imageamento termal surgiu no final da segunda guerra mundial, voltada exclusivamente para aplicações militares. A partir da década de 60 os sensores termais foram migrando gradativamente para aplicações civis. Nesta época surgiram aplicações no campo da Meteorologia, Engenharia, Astrofísica, Medicina e Sensoriamento Remoto. O emprego de técnicas de sensoriamento remoto termal a partir de sensores orbitais teve expansão nos anos 70 com os satélites NOAA-1 e Landsat (MSS), que possuíam bandas na região do infravermelho termal (Kruse, 1963; Demori, 1985).

A Física do Problema

Os fundamentos do sensoriamento remoto termal estão embasados na Termodinâmica Clássica e na Física Quântica (Kruse, 1963). O problema de se estimar a temperatura de um corpo por meio de sensores remotos é solucionado utilizando as Leis de Kirchhoff e a Lei da Radiação de Planck. Salisbury et al. (1994) demonstraram em experimentos de laboratório que superfícies terrestres como solos, vegetação e água obedecem a Lei de Kirchhoff para o caso hemisférico e direcional, conforme:

$$\varepsilon(\lambda) = 1 - \int_0^{2\pi} \int_0^{\frac{1}{2}} \rho(\theta_v, \theta_s, \phi) \cos(\theta_s) \sin(\theta_s) d\theta_s d\phi \quad [1]$$

Onde ε é a emissividade espectral, λ é o comprimento de onda, ϕ é a diferença entre o ângulo azimutal do Sol e o sensor, θ_v o ângulo zenital do sensor, θ_s o ângulo zenital solar e ρ é a reflectância espectral. Aplicando a Lei da Radiação de Planck a radiância no sensor é:

$$L(\lambda, T_r) = \varepsilon(\lambda) B(\lambda, T_s) \quad [2]$$

Em que,

$$B(\lambda, T_s) = \frac{C_1}{\lambda^5 \left[e^{\frac{C_2}{\lambda T_s}} - 1 \right]} \quad [3]$$

Onde a constante $C_1 = 3,74 \times 10^{-8} \text{ W m}^2$, $C_2 = 1,44 \times 10^4 \text{ } \mu\text{m K}$ e λ é o comprimento de onda em μm , T_s a temperatura da superfície e T_r a temperatura radiométrica em Kelvin. O conhecimento da emissividade é fundamental para cálculo da temperatura radiométrica da superfície, conforme demonstrado na Equação [1].

Segundo Pacheco (1989), existem duas classes de métodos para sua determinação: ativos ou passivos. Os métodos ativos requerem a utilização de instrumentos e possuem um caráter mais experimental voltados para laboratórios. Os métodos passivos procuram estimar a emissividade dos alvos terrestres a partir de uma estruturação teórica, requerendo pouca instrumentação, por isso são geralmente mais utilizados. Em geral, a emissividade das superfícies terrestres é função da temperatura absoluta, composição, teor de umidade e estado físico-químico da superfície.

Norman e Becker (1995) descreveram uma terminologia para a classificação de dois tipos básicos de temperatura: a *Temperatura de Pele* (T_{skin}) e a *Temperatura de Superfície* (T_s). A T_{skin} é uma temperatura teórica utilizada no sensoriamento remoto como uma

aproximação da temperatura verdadeira da superfície. A temperatura Direcional de Brilho, Infravermelha Direcional, Infravermelha Hemisférica, Radiométrica Hemisférica e Direcional são classificadas como T_{skin} , pois consideram somente a temperatura na camada superior da superfície de contato com a atmosfera. As temperaturas Aerodinâmicas e Cinéticas são ditas T_s porque representam a temperatura real do alvo e obedecem as leis da Termodinâmica Clássica. Apesar disto, geralmente as temperaturas estimadas pelos sensores orbitais, aproximam-se da temperatura real da superfície T_s (Li et al., 1999).

Estimativa da Temperatura Radiométrica pelo Sensor TM-5

A habilidade de detectar e quantificar mudanças na superfície terrestre e seu balanço de energia por sensoriamento remoto depende de sensores a bordo de satélites que devem ser calibrados para oferecer medidas consistentes de feições na superfície terrestre, como a temperatura da superfície (T_s) da água em reservatórios (Chander e Markham, 2003).

A detecção de mudanças na temperatura da água de reservatórios necessita de dados históricos e por isto, o satélite Landsat-5 (L5) se torna o mais indicado, pois o L5 foi lançado em março de 1984 e contava com uma banda no canal termal (banda 6).

O L5 possui dois sensores, a saber: o MSS (Multispectral Scanner) e o TM (Thematic Mapper). O sensor TM é o mais utilizado para estudos com a banda do termal devido sua calibração o que não ocorreu para o sensor MSS. O TM é um sensor avançado, de imageamento multiespectral. Uma cena TM possui um Campo Instantâneo de Visada (IFOV) de 30 m para as bandas 1-5 e 120m para a banda 6 (infravermelho termal), *Swath* de 185 km e resolução temporal de 16 dias. Com mais de 23 anos em operação os sensores se degradaram e

com isto a calibração dos sensores ficou prejudicada.

Segundo Barsi et al (2007) os estudos iniciais dos dois primeiros anos após o lançamento do L5 (Março de 1984) sobre a calibração da banda termal mostraram um erro de aproximadamente $\pm 0,9$ K a uma temperatura de 300 K. A calibração não é realizada rigorosamente desde 1999. Barsi et al (2007) reportam que calibrações recentes (1999 a 2006) mostraram um erro aproximado de $0,092$ W.m².sr.μm ou $0,68$ K a 300 K.

De acordo com Chander e Markham (2003), o sensor TM a bordo do Satélite L5 passou por alguns procedimentos para tentar corrigir a perda de calibração realizada antes do lançamento.

A calibração da radiância é fundamental para colocar dados de diferentes sensores e plataformas em uma escala radiométrica comum. Durante a geração do produto nível 1, os valores dos pixels (Q) das imagens não processadas do nível 0 são convertidos em unidades de radiância absoluta utilizando o cálculo do ponto flutuante¹ de 32-bits. Os valores de radiância absoluta são então escalados em valores de 8-bits representados pelos níveis digitais calibrados (Q_{cal}) antes da saída para os meios de distribuição.

A conversão dos níveis digitais calibrados (Q_{cal}) nos produtos nível 1 para a radiância registrada no sensor (L_{λ}) requer o conhecimento dos fatores de escalonamento originais. A equação que segue permite tal conversão:

$$L_{\lambda} = \left(\frac{L_{MAX\lambda} - L_{MIN\lambda}}{Q_{cal\ max}} \right) Q_{cal} + L_{MIN\lambda} \quad [4]$$

Onde: L_{λ} é a radiância espectral no sensor W/(m².sr.μm); Q_{cal} valor do pixel

¹ Ponto flutuante (do inglês *floating point number*) é um formato de representação digital de números reais, que é utilizada nos computadores.

calibrado em nível digital (ND); $Q_{cal\ min}$ é o valor mínimo do pixel (ND = 0) correspondente ao $L_{MIN\lambda}$; $Q_{cal\ max}$ é o valor máximo do pixel (ND = 255) correspondente ao $L_{MAX\lambda}$; $L_{MIN\lambda}$ é a radiância espectral relacionada ao $Q_{cal\ min}$, em W/(m².sr.μm); $L_{MAX\lambda}$ é a radiância espectral relacionada ao $Q_{cal\ max}$ em W/(m².sr.μm).

A equação [19] também pode ser definida como:

$$L_{\lambda} = G_{rescale} * Q_{cal} + B_{rescale} \quad [5]$$

$$\text{Onde } G_{rescale} = \left(\frac{L_{MAX\lambda} - L_{MIN\lambda}}{Q_{cal\ max}} \right) \quad [6]$$

$$B_{rescale} = L_{MAX\lambda}$$

Onde, $G_{rescale}$ [W/(m².sr.μm)/ND] e $B_{rescale}$ [W/(m².sr.μm)] são fatores banda-específica de re-escala típicos do cabeçalho dos produtos do NLAPS (*National Landsat Archive Production System*) e no relatório de trabalho de geração do produto (Chander e Markham, 2003).

NLAPS.

Após realizar a conversão dos ND's para radiância utilizando os parâmetros de calibração, é possível estimar a temperatura de brilho utilizando a banda 6 do TM-5. A temperatura de brilho assume a emissividade unitária e a conversão da radiância espectral para a temperatura de brilho é:

$$T = \left(\frac{K2}{\ln\left(\frac{K1}{L\lambda} + 1\right)} \right) \quad [7]$$

Onde: T é a temperatura de brilho (Kelvin); $K2$ é a constante de calibração da banda termal em Kelvin (1260,56 K); $K1$ constante de calibração da banda termal

em $W/(m^2 \cdot sr \cdot \mu m)$ [$607,76 W/(m^2 \cdot sr \cdot \mu m)$]; L_λ é a radiância espectral em $W/m^2 \cdot sr \cdot \mu m$ (Schneider e Mauser, 1996).

A principal dificuldade na estimativa da temperatura radiométrica da superfície a partir de sensores orbitais é o processo de correção atmosférica. Segundo Prata et al. (1995) a composição química da atmosfera no instante do imageamento pode provocar grande atenuação no fluxo radiante emitido por um alvo na superfície. A modelagem deste processo não é simples devido à complexidade das interações entre os componentes atmosféricos, tais como os gases, os aerossóis e as nuvens. Em geral, os métodos de correção atmosférica necessitam de um modelo de transferência radiativa que permita entender a composição da atmosfera e corrigir as não-linearidades dos processos de absorção e espalhamento.

Correção da Temperatura de Brilho para a Temperatura de Superfície

O fato do sensor TM a bordo do satélite L5 possuir apenas uma única banda no termal é um importante limitante para obter-se a temperatura de superfície (T_s), não permitindo a aplicação de alguns métodos conhecidos, tais como o *split-window* (Sobrinho et al., 1996) e o método de separação de temperatura/emissividade (Gillespie et al., 1998).

Nesta seção será apresentado o método utilizado neste trabalho: o algoritmo de Qin et al. (2001) para corrigir os efeitos da atmosfera no canal termal do sensor TM.

O algoritmo de QIN et al (2001)

No sentido de evitar a dependência de radiossondagens, Qin et al. (2001) desenvolveram um algoritmo chamado 'mono-window' para obter a temperatura de superfície por meio da banda 6 do TM, como segue:

$$T_s = \frac{1}{C} [a(1-C-D) + b(1-C-D) + C+D] T_{sensor} - DT_a \quad [8]$$

Onde $C = \varepsilon\tau$, $D = (1-\tau)[1+(1-\varepsilon)\tau]$, $a = -67,3553$, $b = 0,4586$, e onde ε é a emissividade, τ é a transmissividade atmosférica, T_{sensor} é a temperatura de brilho e T_a representa a temperatura média da atmosfera dada, em clima tropical, por:

$$T_a = 17.9769 + 0,9171T_0 \quad [9]$$

Sendo T_0 a temperatura do ar próxima à superfície. Qin et al. (2001) também estimaram a transmissividade atmosférica por meio do conteúdo de vapor de água na atmosfera (w) para o intervalo de 0,4 a 1,6 $g \cdot cm^{-2}$, de acordo com:

$$\tau = 0,9742 - 0,0800w \quad (\text{alto } T_0) \quad [10]$$

$$\tau = 0,9820 - 0,0961w \quad (\text{baixo } T_0) \quad [11]$$

De acordo com Iqbal (1983) a concentração de vapor de água na atmosfera ($g \cdot cm^{-2}$) pode ser estimada por meio da equação de Leckner:

$$w = 0,493UR \frac{e_s}{T} \quad [12]$$

Onde T é a temperatura ambiente (K), UR é a umidade relativa do ar, e_s a pressão de saturação do vapor de água à temperatura ambiente (hPa).

Assim, o principal objetivo do presente trabalho é testar o modelo proposto por Qin et al. (2001), comparando-o com dados *in situ* de temperatura, utilizando métodos de análise espacial, krigeagem ordinária e simulação por indicação, de dados geográficos.

Área de estudo

A área de estudo do presente trabalho compreende a região da bacia de drenagem do reservatório de Itumbiara. O Reservatório da UHE Itumbiara ($18^\circ 25' S$, $49^\circ 06' W$) está localizado no bioma cerrado, na divisa dos estados de Minas Gerais, no Triângulo Mineiro, e Goiás. É

formado principalmente pelo represamento dos rios Paranaíba, Araguari e Corumbá. Possui forma dendrítica, com 814 Km² de área inundada (Figura 1).

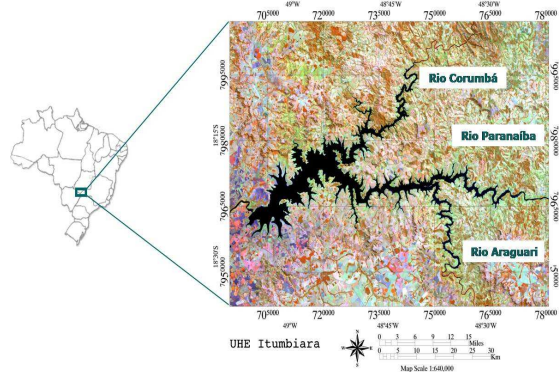


Figura 1. Área de estudo.

Materiais e métodos

As etapas seguidas para a realização deste trabalho podem ser observadas na Figura 2. A imagem TM Landsat-5 utilizada, adquirida no Centro de Atendimento (ATUS) de São José dos Campos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), compreende o dia 18 de abril de 2005, data esta próxima a coleta de dados in situ.

A correção geométrica foi realizada utilizando-se como referência uma cena ortoretilhada disponibilizada pelo Global Land Cover Facility (<http://glcf.umiacs.umd.edu/index.shtml>), apenas das bandas 5 e 6, que foram recortadas para melhor visualização e manipulação dos dados.

A banda 6 foi utilizada na aplicação do modelo proposto por Qin et al. (2001), implementado no software Matlab. Foi então obtida uma imagem da temperatura da superfície da água do reservatório.

A banda 5 foi utilizada para a construção da máscara (Figura 3) do reservatório utilizada nos próximos processamentos. As amostras in situ (Figura 3) foram utilizadas para aplicação dos métodos de análise espacial de dados geográficos – krigagem ordinária e simulação por indicação – descritos mais adiante, no software Spring. Porém, antes da aplicação destes métodos foram realizados os procedimentos de estatísticas univariadas e análise exploratória, essenciais para aplicação daqueles.

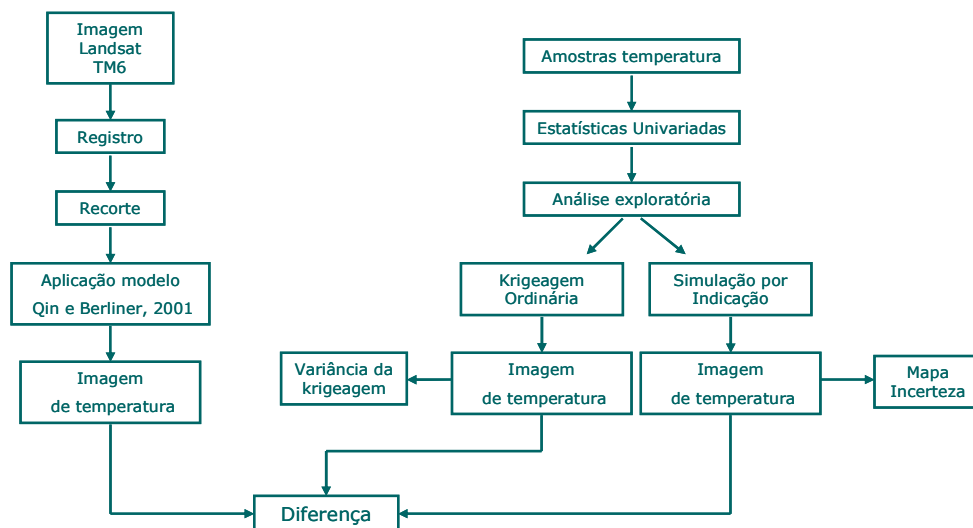


Figura 2. Etapas seguidas durante a realização do trabalho.

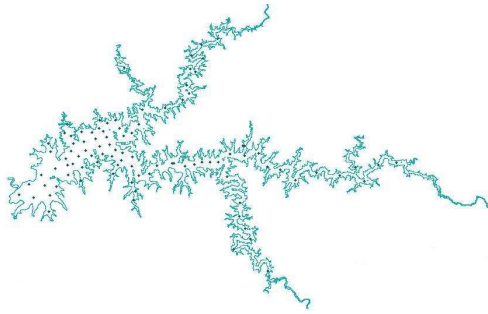


Figura 3. Máscara do reservatório obtida através da banda 5 TM, e distribuição das amostras *in situ* de temperatura.

Para a estimação das propriedades de dependência espacial do processo pontual, foi utilizada a função k (Figura 4), também denominada de medida de momento de segunda ordem reduzido, que demonstrou uma maior dependência espacial com as menores distâncias. A função K é usada como ferramenta exploratória na comparação entre estimativa empírica — $K^{\wedge}(h)$ — e a resultante de um processo de padrão de pontos espacial aleatório — $K(h)$. Para um processo aleatório $K(h)$ seria πh^2 . Portanto, uma forma de comparar a estimativa K de um conjunto de dados observados com πh^2 seria plotar a função

$$L^{\wedge}(h) \text{ definida como: } L^{\wedge} = \sqrt{\frac{K^{\wedge}(h)}{\Pi}} - h$$

O gráfico de $L^{\wedge}(h)$ em função da distância h indica atração espacial entre eventos ou agrupamentos para valores positivos, sendo o agrupamento mais forte em picos positivos, e indica repulsão espacial ou regularidade em pontos de valores negativos. Uma abordagem similar à do vizinho mais próximo pode ser feita para se estimar a significância dos desvios da distribuição $L^{\wedge}(h)$ em relação à condição de aleatoriedade (CSR). Os envelopes inferior e superior são construídos a partir de k simulações independentes de n eventos na região A . Na análise do gráfico com a distribuição e os envelopes, picos positivos na função estimada $L^{\wedge}(h)$ que estão acima do envelope superior evidenciam ocorrência de agrupamento na escala considerada, portanto, se todos os valores da função $L^{\wedge}(h)$ estiverem acima do

envelope superior e com valores positivos, teremos agrupamentos em todas as escalas. Depressões negativas na função estimada $L^{\wedge}(h)$ que estiverem abaixo do envelope inferior, evidenciam regularidade nessa escala, portanto, se todos os valores de $L^{\wedge}(h)$ estiverem abaixo do envelope inferior e com valores negativos, tem-se regularidade em todas as escalas.

A análise exploratória do comportamento espacial dos eventos começa pela estimativa da intensidade de ocorrência do processo pontual em toda a região de estudo. A forma mais simples e usual é feita pelo ajuste de uma função bidimensional aos eventos considerados, compondo uma superfície cujo valor será proporcional à intensidade de eventos por unidade de área. Essa função realiza uma contagem de todos os pontos dentro de uma região de influência, ponderando-os pela distância de cada um até o ponto que está sendo estimado. Esse estimador, chamado de kernel, tem como parâmetros básicos o raio de influência que define a vizinhança do ponto a ser interpolado e controla o grau de “alisamento” da superfície gerada; e uma função de estimação com propriedades de suavização do fenômeno. O raio de influência, também chamado largura de banda, define a área centrada no ponto de estimação que indica quantos eventos contribuem para a estimativa da função intensidade. Um raio muito pequeno irá gerar uma superfície muito descontínua, oscilante; se for grande demais, a superfície poderá ficar muito suavizada. O kernel aplicado neste trabalho foi realizado no software TerraView (Figura 5).

Além do estimador kernel, foram analisadas as estatísticas descritivas, o histograma e o gráfico da probabilidade normal dos dados. Através da análise desses dados pode-se verificar que a distribuição dos pontos apresentava uma assimetria negativa e uma distribuição platicúrtica (Figura 6, 7 e 8).

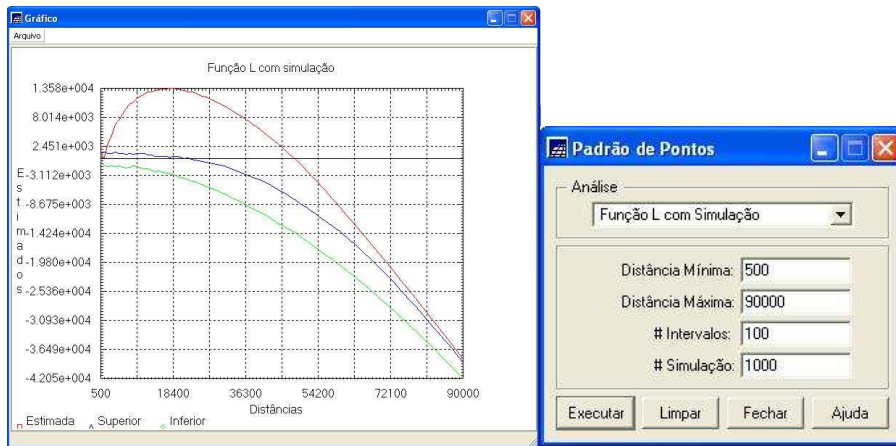


Figura 4. Função k dos dados *in situ*

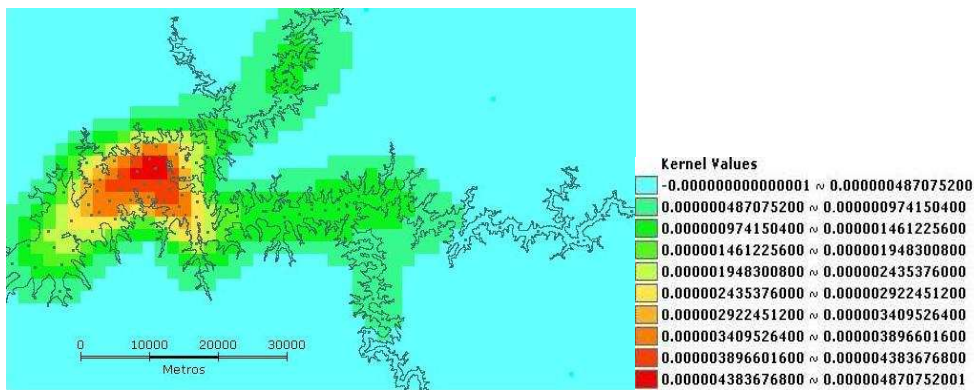


Figura 5. Estimador kernel dos dados *in situ*



Figura 6. Estatísticas descritivas dos dados *in situ*

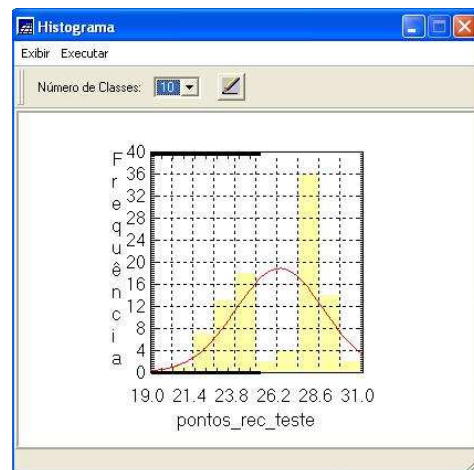


Figura 7. Histograma dos dados *in situ*

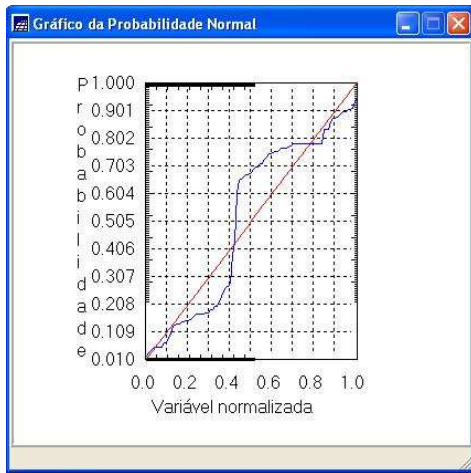


Figura 8. Gráfico da Probabilidade Normal dos dados *in situ*

A krigagem ordinária é um interpolador exato no sentido que os valores interpolados irão coincidir com os valores dos pontos amostrais. Além disso, a variância da krigagem ordinária fornece informação importante sobre a confiabilidade dos valores interpolados, podendo ser útil para identificar regiões onde a amostragem pode ser melhorada. Esse método, por utilizar intrinsecamente

uma estrutura de co-variância, consegue tratar redundâncias (clusters), isto é, atribuir pesos adequados para os agrupamentos de amostras (Druck et al., 2004).

O método de simulação por indicação, implementado no Spring, baseia-se na subrotina “sisim” da GSLIB (Deutch e Journel, 1992). Este método possibilita a espacialização, segundo uma grade regular, de atributos espaciais de natureza contínua e categórica. Aqui os atributos foram tratados como contínuos. Além disso, esse método gera um mapa de incerteza, também com uma representação de grade regular, de estimação. Os resultados gerados tendem a apresentar menor variabilidade, já que é um estimador de variância mínima.

Resultados e discussão

As Figuras 9 e 10 demonstram a krigagem ordinária e variância da krigagem, respectivamente.

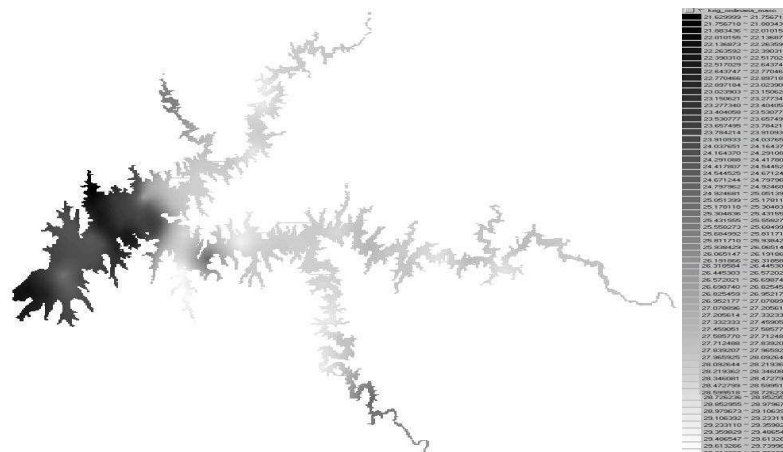


Figura 9. Krigagem ordinária

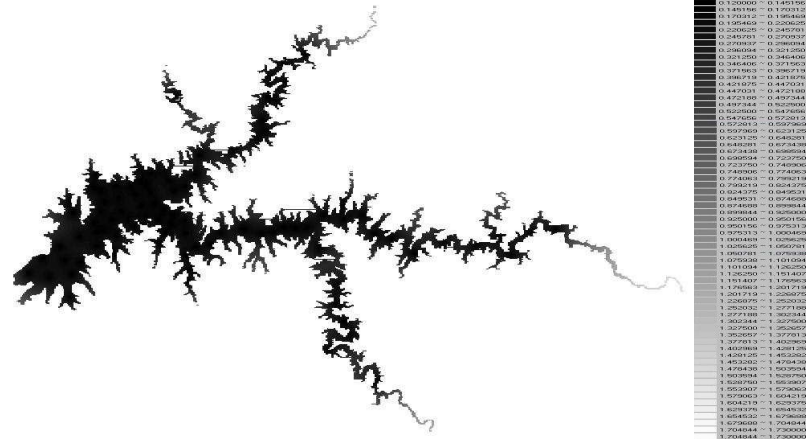


Figura 10. Variância da Krigeagem

A Figura 11 indica o resultado obtido pela aplicação da simulação por indicação, e a

Figura 12 o mapa de incerteza desta simulação.

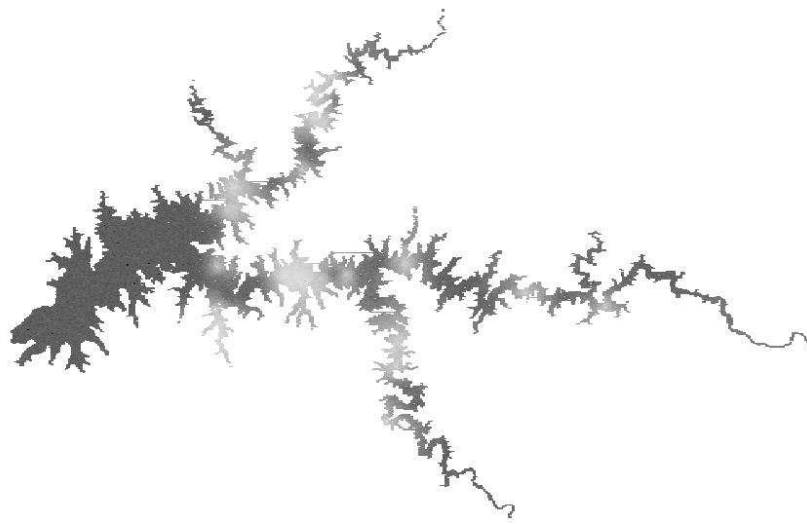


Figura 11. Resultado da Simulação por Indicação

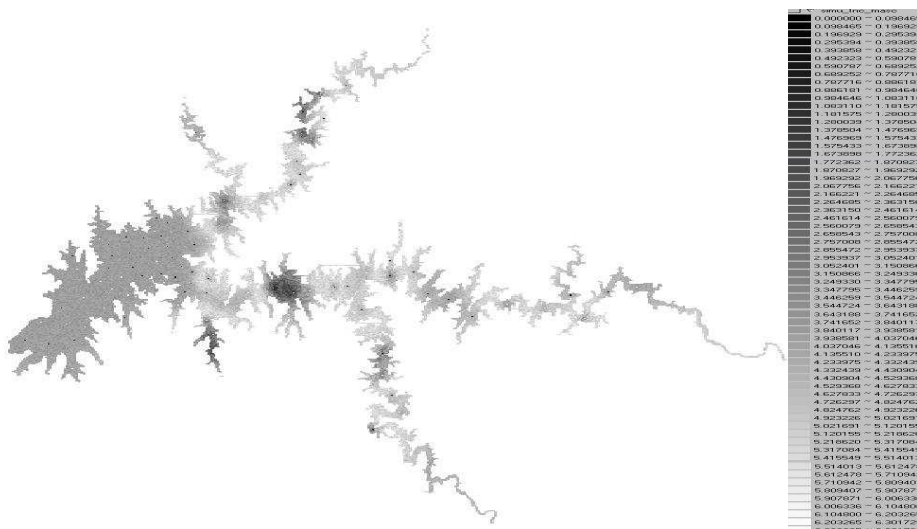


Figura 12. Mapa de incerteza.

Para testar o algoritmo desenvolvido por Qin e Berliner (2001) foi realizada uma diferença entre as imagens obtidas através dos métodos de análise espacial e a imagem obtida pela aplicação do modelo.

As Figuras 13 e 14 mostram os resultados da diferença entre a imagem do modelo e a imagem da krigeagem ordinária, e a diferença entre a imagem do modelo e a da simulação por indicação, respectivamente.

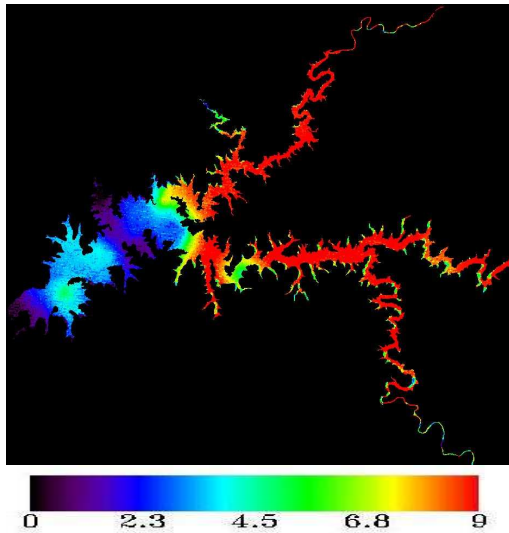


Figura 13. Diferença entre a imagem obtida pela krigeagem ordinária e a imagem obtida pelo modelo.

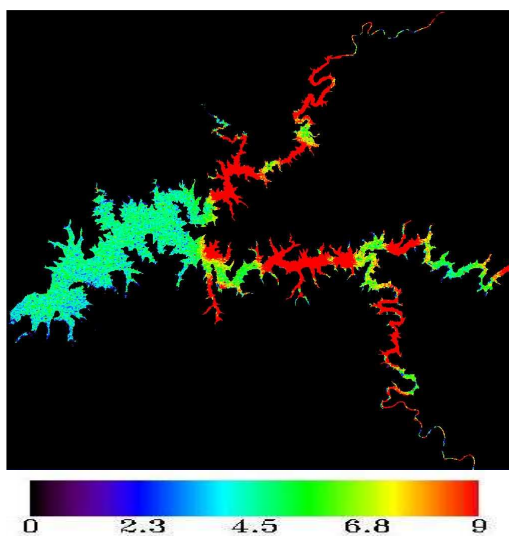


Figura 14. Diferença entre a imagem obtida pela simulação por indicação e a imagem obtida pelo modelo.

Pela análise da Figuras acima pode ser perceber que a diferença entre a imagem

obtida pela krigeagem ordinária e a imagem do modelo obteve os menores valores, apesar das duas diferenças apresentarem diferenças de até 9 graus.

Conclusões

No presente trabalho foram demonstradas duas técnicas de análise espacial para a interpolação de dados *in situ* de temperatura da superfície da água, para a validação do modelo proposto por Qin e Berliner (2001). O modelo estima a temperatura de superfície através de dados da banda 6 do sensor TM do satélite Landsat 5.

Através da análise dos resultados, observou-se que o modelo apresentou menor diferença em relação à krigeagem ordinária, mas com altos valores de diferenças. Porém, deve-se considerar os possíveis erros na amostragem *in situ*, o que muda totalmente os resultados obtidos nos métodos de análise espacial de dados geográficos.

Referências Bibliográficas

- Ambrosetti, W.; Barbanti, L.; Sala, N. 2002. Residence time and physical processes in lakes. **Journal of Limnology**, v. 63, n. 1, p. 1-15.
- Barsi, J.A.; Hook, S.J.; Schott, J.R.; Raqueno, N.G.; Markham, B.L. 2007. Landsat-5 Thematic Mapper Thermal Band Calibration Update. **IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters**, v. 4, n. 4, p. 552-555.
- Beletsky, D.; Schwab, D.J. 2001. Modeling circulation and thermal structure in Lake Michigan: Annual cycle and interannual variability. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, n. C9, p. 19745-19771.
- Chander, G.; Markham, B. 2003. Revised Landsat-5 TM Radiometric Calibration Procedures and Postcalibration Dynamic Ranges. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 41, n. 11, p. 2674-2677.

Demori, E. 1984. **Sistemas sensores de infravermelho com ênfase no desenvolvimento de um imageador de varredura mecânica**. 1984. 94 p. (INPE-3558-TDL/194). Dissertação (Mestrado em Mecânica Espacial e Controle) - Instituto de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.

Deutsch, C.V.; Journel, A. G. 1992. **GSLIB: Geostatistical Software Library and user's guide**. New York, Oxford University Press, 339p.

Druck, S.; Carvalho, M. S.; Câmara, G.; Monteiro, A. M. V. 2004. **Análise Espacial de Dados Geográficos**. São José dos Campos, INPE (1 a. edição). Editora: EMBRAPA Cerrados.

Ford, D.E.; Stefan, H. 1980. Stratification variability in three morphometrically different lakes under identical meteorological forcing. **Water Resources Bulletin**. American Water Resources Association, v. 16, n. 2, p. 243-247.

Gillespie, A.R.; Rokugawa, S.; Hook, S.; Matsunaga, T.; Kahle, A.B. 1998. A Temperature and emissivity separation algorithm for Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) images. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 36, p. 1113-1126.

Henderson-Sellers, B. 1984. **Engineering limnology**. London: Pitman, 356 pp.

Henderson-Sellers, B. 1986. Calculating the Surface Energy Balance for Lake and Reservoir Modeling: A Review. **Reviews of Geophysics**, v. 24, n. 3, p. 625-649.

Imberger, J. 1985. The diurnal mixed layer. **Limnology and Oceanography**, v. 30, n. 4, p. 737-770.

Iqbal, M. 1983. **An Introduction to Solar Radiation**. Library of Congress Cataloging in Publication Data. Academic Press Canadian.

Kruse, P.W.; L.D. McLaughlin; R.B. McQuistan. 1963. **Elements of Infrared Technology**. Local: Nova York, John Wiley, 1962. 448p.

Li, Z.L.; Becker, F.; Stoll, M.P.; Wan, Z. 1999. Evaluation of Six Methods for Extracting Relative Emissivity Spectra from Thermal Infrared Images. **Remote Sensing of Environment**, v. 69, n. 3, p.197-214.

Li, X., Pichel, W.; Clemente-Colon, P.; Krasnopolsky, V.; Sapper, J. 2001. Validation of coastal sea and lake surface temperature measurements derived from NOAA/AVHRR data, **Int. J. Remote Sens.**, 22, 1285-1303.

Norman, J. M.; Becker, F. 1995. Terminology in thermal infrared remote sensing of natural surfaces. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.77, n. 3-4, p. 153-166.

Oesch, D.C.; Jaquet, J.M.; Hauser, A.; Wunderle, S. 2005. Lake surface water temperature retrieval using advanced very high resolution and Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer data: Validation and feasibility study. **J. Geophys. Res.**, v. 110, n. C12014.

Owens, E.M.; Effler, S.W.; Trama, F. 1986. Variability in thermal stratification in a reservoir. **Water Resources Bulletin**. American Water Resources Association, v. 22, n. 2, p. 219-227.

Pacheco, A. P. 1989. **Análise de métodos de determinação de emissividade para alvos da superfície terrestre, na faixa espectral de 8 a 14 μm** . 1989. 175 p. (INPE-4984-TDL/394). Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 1989.

Prata, A. J.; Caselles, V.; Colland, C.; Sobrino, J. A.; Otle, C. 1995. Thermal remote sensing of land surface temperature from satellites: Current status and future prospect. **Remote Sensing Review**, v. 12, n. 3, p. 175-224.

Qin, Z., Karnieli, A.; Berliner, P. 2001. A mono-window algorithm for retrieving land surface temperature from Landsat TM data and its application to the Israel-Egypt border region. **International Journal of Remote Sensing**, v. 22, n. 18, p. 3719-3746.

Robertson, D.M.; Ragotzkie, R.A. 1990. Changes in the thermal structure of moderate to large sized lakes in response to changes in

air temperature. **Aquatic Sciences**, v. 52, n. 4, p. 360-380.

Salisbury, J.W.; Wald, A.; D'aria, D.M. 1994. Thermal-infrared remote sensing and Kirchhoff's law, 1, Laboratory measurements. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, n. B6 p.11897–11911.

Schott, J.R.; Barsi, J.A.; Nordgren, B.L.; Raqueno, N.G.; Alwis, D. 2001. Calibration of Landsat thermal data and application to water resources studies. **Remote Sensing of Environment**, v. 78, n. 1, p. 108-117.

Schwab, D.J.; Lesshkevich, G.A.; Muhr, G.C. 1999. Automated mapping of surface water temperature in the Great Lakes, **J. Great Lakes Res.**, 25, 468-481.

Schneider, K.; Mauser, W. 1996. Processing and Accuracy of Landsat Thematic Mapper Data for Lake Surface Temperature Measurement. **International Journal of Remote Sensing**, v. 17, p. 2027-2041.

Sobrino, J.A.; Li, Z.L.; Stoll, M.P.; Becker, F. 1996. Multi-channel and multi-angle algorithms for estimating sea and land surface temperature with ATSR data. **International Journal of Remote Sensing**, v. 17, n. 11, p. 2089-2114.

Wetzel, R.G. 2001. **Limnology: lake and river ecosystems**. 3^o ed. London, Uk: Academic Press, an Elsevier Imprint.