

EMISSIVIDADE DA SUPERFÍCIE SOBRE BRASIL A PARTIR DE OBSERVAÇÕES DO SSM/I EM 19 GHz e 85 GHz

E. J. B. Bastos¹, R. A. F. Souza² & R. C. S. Alvalá²

Received July 26, 2000 / Accepted July 14, 2001

Neste trabalho, estimou-se a emissividade do território brasileiro considerando-se uma solução da Equação de Transferência Radiativa (ETR), dados de temperatura de brilho obtidos a partir do “Special Sensor Microwave/Imager” (SSM/I) e dados de temperatura da superfície obtidos pelo sistema “TIROS Operational Vertical Sounder” (TOVS). A contribuição atmosférica foi estimada a partir de simulações com o modelo “Atmospheric Transmission at Millimetric and submillimetric wavelengths” (ATM). Calculou-se a emissividade da superfície continental nos meses de julho e dezembro de 1997, para os canais do SSM/I em 19 e 85 GHz. Para calcular o padrão de rugosidade da superfície efetuou-se a diferença entre os campos de emissividade de polarização vertical e horizontal. Na ausência de medidas diretas de emissividade para grandes áreas continentais, os resultados mostraram que os padrões regionais e as mudanças sazonais nas estimativas de emissividade da superfície continental são consistentes com a topografia de grande escala e com a distribuição espacial da vegetação (densidade de biomassa). Portanto, a partir da estimativa da emissividade da superfície continental em microondas é possível monitorar a superfície terrestre (vegetação, desmatamento, desertificação, etc.).

Palavras-chave: Emissividade; Microondas; Satélite; Padrão de rugosidade.

LAND SURFACE EMISSIVITY IN BRAZIL FROM SSM/I OBSERVATIONS AT 19 AND 85 GHz - Microwave emissivities of land surface were estimated from the Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) observations using the 19 GHz and 85 GHz channels and surface skin temperature data derived from the Tiros Operational Vertical Sounder (TOVS). The atmospheric contribution was calculated from simulations of the Atmospheric Transmission at Millimetric and submillimetric wavelengths (ATM) model. The microwave emissivities over Brazil were estimated for July and December, 1997, using the Radiative Transfer Equation (RTE). The emissivity polarization difference was carried out in order to estimate the land surface roughness pattern. In the absence of direct measurements of surface emissivities at these larger spatial scales, the results show that the regional pattern and seasonal changes of the retrieved emissivities are consistent with the large scale topography and vegetation distributions. Thus, the estimation of the microwave emissivities of land surface may be used to monitor the land surface (for instance, vegetation, deforestation, desertification, etc.).

Key words: Emissivity; Microwaves; Satellite; Roughness pattern.

¹Instituto de Pesquisa e Desenvolvimento – IP&D, Universidade do Vale do Paraíba – UNIVAP
Av. Shishima Hifumi, 2911 – São José dos Campos/SP – CEP 12244-000

²Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, C. P. 515,
Av. dos Astronautas, 1758 – São José dos Campos/SP – CEP 12227-010

INTRODUÇÃO

As observações globais orbitais no espectro de microondas estão disponíveis desde os últimos 20 anos. Entretanto, estudos sobre superfícies continentais que utilizam essas informações têm sido limitados. Isto deve-se à baixa resolução espacial das medidas em microondas, se comparadas com a variabilidade espacial dos parâmetros da superfície da Terra, e às complexas interações entre a cobertura de nuvens e a superfície subjacente. Por outro lado, o campo de visada das medidas de satélites, em microondas, compatibiliza-se melhor com as dimensões associadas às variações dos fenômenos oceânicos e atmosféricos. Assim sendo, grande parte dos esforços tem se concentrado em estudos atmosféricos sobre o oceano ou sobre o próprio oceano.

A superfície do oceano representa uma fonte de radiação que pode ser observada por um radiômetro de microondas a bordo de satélites, e cuja intensidade depende da temperatura e da emissividade dessa superfície (Lin & Rossow, 1994). Em função da polarização de uma onda eletromagnética, as radiâncias observadas por sensores a bordo de satélites apresentam diferenças entre as temperaturas de brilho, estimadas a partir de medições de radiância espectral por inversão analítica da lei de Planck, assumindo-se que o sistema observado comporta-se como um corpo negro à frequência observada, polarizadas vertical e horizontalmente. A intensidade da radiação polarizada depende da emissividade da superfície, estando a alta refletividade associada à baixa emissividade. As superfícies que refletem maior quantidade de radiação de forma especular, como por exemplo a água, apresentam baixas emissividades (0,5), enquanto que os refletores difusos, como o solo e a vegetação, apresentam altos valores de emissividade (0,9). Como a superfície do oceano apresenta emissividade em torno de 0,5, parâmetros atmosféricos tais como a nebulosidade e a quantidade de água líquida nas nuvens, aparecem com bom contraste. Por sua vez, também existe contraste entre as superfícies continentais e oceânicas, visto que as superfícies continentais apresentam emissividades maiores que 0,74 (Beer, 1980). Assim, especificando-se as propriedades da superfície oceânica, a estimativa de parâmetros atmosféricos torna-se menos passível de erros. Todavia, sobre superfícies continentais, a estimativa de parâmetros atmosféricos torna-se mais difícil, face a alta variabilidade da emissividade da superfície; portanto, poucos estudos têm sido realizados com este

propósito.

Diversos estudos têm destacado a importância da emissividade da superfície terrestre, tanto para calibrar os sensores que estão a bordo das atuais plataformas espaciais, como para auxiliar no desenvolvimento de novos sensores a serem lançados no futuro (Rodgers (1967), Kornfield & Susskind (1977), Salisbury & D'Aria (1992a)). Além disso, outros trabalhos (Wang & Schmugge (1980), Choudhury et al. (1979), Schmugge et al. (1980), Schmugge et al. (1986)) têm sido realizados para melhor entender os mecanismos responsáveis pela emissão do solo e da vegetação em microondas, a partir de análises teóricas e experimentos de campo de pequena escala. Alguns experimentos de pequena escala mostraram que as emissividades das superfícies continentais são sensíveis às propriedades do solo e da vegetação. Um revisão completa destes experimentos é apresentada por Ulaby et al. (1986). Para estudos de grande escala, pode-se esperar que estimativas diretas da emissividade da superfície terrestre forneçam informações úteis sobre as superfícies continentais, apesar da baixa resolução espacial das observações dos sensores orbitais em microondas. Portanto, as emissividades podem ser usadas para monitorar variações nas propriedades da superfície e da vegetação em escalas regional e global, como por exemplo, desmatamentos e inundações.

Porém, a maior parte dos estudos enfocam o uso de índices simples, como o MVI (Microwave Vegetation Index), o qual baseia-se na diferença entre as temperaturas de brilho nas polarizações vertical e horizontal para o canal de 37 GHz (Prigent et al., 1997). O índice MVI tem sido largamente utilizado para monitorar a vegetação ou inundações, a partir de observações do radiômetro de multicanais que opera no espectro de microondas, o SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer), e do sensor SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager), como por exemplo, por Choudhury et al. (1987), Choudhury & Tucker (1987), Choudhury (1988 e 1989), Justice et al. (1989), Tucker (1992), entre outros.

Choudhury et al. (1987) mostraram que a variação temporal da diferença entre as temperaturas de brilho vertical e horizontalmente polarizadas (ΔT) corresponde ao ciclo fenológico da vegetação e relaciona-se com valores mensais de NDVI (Normalized Difference Vegetation Index). O estudo foi realizado para as regiões do norte da África e para as grandes planícies do sul dos Estados Unidos da América. Os dados utilizados foram obtidos pelos sensores AVHRR (canais 1 e 2) e SMMR (37 GHz).

Utilizando a mesma fonte de dados de Choudhury et al. (1987), Choudhury & Tucker (1987) mostraram a correlação entre os valores mensais de ΔT e a variação da concentração atmosférica de CO_2 observada em Mauna Loa (20° N, 156° W). Por sua vez, verificaram que os dados do SMMR e do AVHRR fornecem informações complementares para o monitoramento global da vegetação. Portanto, os dados do canal em 37 GHz poderiam ser utilizados para avaliar as alterações da vegetação (densidade de biomassa) e para identificar áreas em estado de desertificação.

Como a vegetação emite radiação não polarizada e atua como um meio absorvedor e difusor da radiação polarizada emitida pelo solo, o principal fator na determinação da magnitude de ΔT é o espalhamento e a absorção de radiação em microondas pela vegetação. Assim, características tais como a rugosidade da superfície, rios e lagos podem ser observadas. Particularmente em áreas esparsamente vegetadas, o efeito de rugosidade diminui a diferença de polarização (Choudhury, 1988 e 1989). Todavia, como ressaltado por Tucker (1989), Prince & Choudhury (1989), Justice et al. (1989) e Tucker (1992), os efeitos atmosféricos, em particular a cobertura de nuvens, podem ser responsáveis por um aumento de ΔT em 37 GHz, gerando dúvidas na caracterização das propriedades da superfície.

A partir de dados do sensor SSM/I, Jones & Vonder Haar (1990) estimaram a emissividade da superfície continental. Estes autores utilizaram essa informação para avaliar a contribuição da radiação em microondas emitida pela superfície nas estimativas do conteúdo de água líquida das nuvens no Colorado – Estados Unidos da América (EUA). Seus resultados estavam consistentes com os de Choudhury et al. (1979), os quais mostraram que os efeitos de rugosidade nas medidas de temperaturas de brilho são maiores para solos úmidos, onde as diferenças de temperatura de brilho entre uma superfície plana e uma rugosa podem ser maiores que 50 K. Num outro estudo, Conner & Petty (1996) sugeriram uma análise da variabilidade temporal das radiancias do SSM/I sobre a superfície continental a fim de separar a contribuição atmosférica da contribuição da superfície.

Mais recentemente, Prigent et al. (1997) estimaram a emissividade da superfície continental, em microondas, para os meses de março, julho, outubro e dezembro de 1991, para as regiões da África, grande parte da Europa e oeste da Ásia. Para tal, utilizaram a solução da ETR e dados do sensor SSM/I (19, 22, 37 e 85 GHz). Além disso, com a finalidade de remover as

contribuições da atmosfera (absorção e espalhamento) e da nebulosidade, utilizaram dados climatológicos de temperatura da superfície do ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project) e perfis de temperatura e umidade inferidos a partir do sistema TOVS (TIROS Operacional Vertical Sounder). Os autores verificaram a influência da vegetação, topografia, cobertura de neve e umidade do solo nas estimativas de emissividade da superfície continental.

De maneira geral, suas análises mostraram que a emissividade da superfície continental varia com a textura, composição e teor de umidade do solo. Entretanto, a região espectral de detecção, a geometria de visada e a temperatura absoluta da superfície são fatores que alteram a emissividade. O conhecimento da emissividade em microondas é importante não apenas por ser um parâmetro fundamental para monitoramento contínuo da superfície continental a partir de dados remotos, mas também por ser um parâmetro físico importante dentre as propriedades específicas de um material.

Considerando a importância da estimativa de emissividade da superfície continental e a conseqüente utilização de modelos de transferência radiativa em microondas para aplicações em sensoriamento remoto da superfície e da atmosfera, o objetivo deste trabalho foi estimar a emissividade da superfície continental, para todo o território brasileiro, a partir de dados de satélite em microondas disponíveis apenas para os meses de julho e dezembro de 1997. Para tal, utilizou-se uma solução da Equação de Transferência Radiativa (ETR), dados de temperatura de brilho dos sensores SSM/I a bordo do satélite F14/DMSP para as frequências de 19 e 85 GHz e dados remotos de temperatura da superfície obtidos pelo sistema TOVS que opera a bordo dos satélites da série TIROS-N/NOAA. Além disso, a partir dos dados de emissividade da superfície continental, nas polarizações vertical e horizontal, avaliou-se o padrão de rugosidade do território brasileiro pela diferença entre os campos de emissividade de polarização vertical e horizontal.

DADOS

Foram utilizados dados de temperaturas de brilho obtidas a partir do sensor SSM/I e dados de temperatura da superfície (surface skin temperature) obtidos a partir do sistema TOVS. Os dados do sistema TOVS foram recebidos pela antena da Divisão de Satélite Ambiental do INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais) em Cachoeira Paulista (São Paulo), abrangendo a

região compreendida entre as latitudes 5°S e 40°S e longitudes 30°W e 80°W. Os dados utilizados correspondem aos meses de julho e de dezembro de 1997 e a área estudada abrange todo o território brasileiro.

METODOLOGIA

Revisão teórica

Existem diversas soluções para a ETR, como, por exemplo, as apresentadas por Chandrasekhar (1969); Liou (1980) e Kummerow & Wienman (1988). De modo geral, todas utilizam condições de contorno simplificadas e artifícios do cálculo numérico.

Considere um meio sem dispersão e em equilíbrio termodinâmico. Um feixe de intensidade I_n ao atravessar um meio é submetido a um processo de absorção; enquanto que a emissão ocorre simultaneamente. Assim, a ETR pode ser escrita da seguinte forma:

$$I_v(s_1) = I_v(0) e^{-\tau_v(s_1,0)} + \int_0^{s_1} B_v[T(s)] e^{-\tau_v(s_1,s)} k(v)\rho ds, \quad (1)$$

sendo $I_v(s_1)$ a radiância monocromática emergente no topo da atmosfera; $I_v(0)$ a contribuição da radiância monocromática da superfície; $B_v[T(s)]$ a radiância monocromática da atmosfera numa certa altitude, $\mathfrak{T}_v(s) = e^{-\tau_v(s)}$ a transmitância monocromática de cada camada atmosférica, $K(v)$ o coeficiente de absorção atmosférico e ρ a densidade atmosférica.

Na Eq. (1), o primeiro termo do lado direito representa a atenuação da intensidade radiante devido à absorção atmosférica, desprezando-se o espalhamento atmosférico. Já o segundo termo representa a contribuição da emissão do meio entre a superfície (0) e o topo da atmosfera (s_1). Se a temperatura e o coeficiente de extinção ao longo da trajetória do feixe forem conhecidos, a Eq. (1) pode ser integrada em função de ds para obtenção da intensidade radiante em s_1 .

Como a emissividade da superfície em microondas é sempre diferente de 1, há uma contribuição da radiância refletida pela superfície, de modo que a radiância emergente da superfície pode ser expressa por:

$$I_v(0) = \varepsilon_s(v) B_v[T(0)] + (1 - \varepsilon_s(v)) \int_{s_1}^0 B_v[T(s)] e^{-\tau_v(0,s)} k(v)\rho ds, \quad (2)$$

onde $\varepsilon_s(v)$ é a emissividade da superfície. Na Eq. (2), o primeiro termo do lado direito representa a contribuição devido à emissão da superfície terrestre. O segundo é a contribuição da emissão de toda a atmosfera para a superfície terrestre que, por sua vez, é refletida pela superfície na mesma frequência e atenuada pela atmosfera na direção do sensor.

Substituindo a Eq. (2) na Eq. (1), tem-se:

$$I_v = \varepsilon_s(v) B_v[T(0)] e^{-\tau_v(0,s_1)} + (1 - \varepsilon_s(v)) e^{-\tau_v(0,s_1)} \int_{s_1}^0 B_v[T(s)] e^{-\tau_v(0,s)} k(v)\rho ds + \int_0^{s_1} B_v[T(s)] e^{-\tau_v(s,s_1)} k(v)\rho ds. \quad (3)$$

De acordo com a lei de Rayleigh-Jeans, para a região de microondas ($\lambda \geq 5 \times 10^{-3}$ m ou $\nu \geq 60$ GHz) a intensidade de radiação emitida pelo alvo é linearmente proporcional à temperatura da superfície. Daí, a solução da ETR pode ser expressa em termos de temperatura de brilho:

$$T_b(v) = \varepsilon_s(v) T(0) e^{-\tau_v(0,s_1)} + (1 - \varepsilon_s(v)) e^{-\tau_v(0,s_1)} \int_{s_1}^0 T(s) e^{-\tau_v(0,s)} k(v)\rho ds + \int_0^{s_1} T(s) e^{-\tau_v(s,s_1)} k(v)\rho ds. \quad (4)$$

No cálculo da temperatura de brilho, o primeiro termo à direita da Eq. (4) é o mais significativo se comparado com os demais termos, pois a emissividade da superfície varia entre $0,3 < \varepsilon_s < 1,0$. Para o mesmo campo de visada do sensor essa variação depende de vários parâmetros, tais como, frequência, temperatura da superfície, tipo de solo, conteúdo de umidade do solo, vegetação, rugosidade e topografia da superfície, salinidade da superfície do mar e outros.

Um sensor a bordo de um satélite não observa a área do campo instantâneo de visada no nadir, tornando-se necessária a correção quanto ao ângulo de visada (θ) do sensor. Deste modo, torna-se possível determinar a temperatura de brilho na posição em que se encontra o sensor (s_1), que observa o alvo segundo um ângulo

de visada θ com a vertical, considerando a aproximação de planos-paralelo. Introduzindo-se $ds = \sec\theta dz$ na Eq. (4), obtém-se:

$$T_b(v, \theta) = [\varepsilon_s(v, \theta)T(0) + (1 - \varepsilon_s(v, \theta)) \times \int_{s_1}^0 T(z) e^{-\tau_v(0, z) \sec\theta} k(v, z) \rho \sec\theta dz] e^{-\tau_v(0, s_1) \sec\theta} + \int_0^{s_1} T(z) e^{-\tau_v(z, s_1) \sec\theta} k(v, z) \rho \sec\theta dz. \quad (5)$$

Nota-se que a Eq. (5) é composta por dois termos. O primeiro termo corresponde à contribuição da radiação refletida pela superfície terrestre e à emissão da superfície à temperatura $T(0)$, na trajetória de visada do sensor, sendo ambos afetados pela atmosfera. O segundo termo representa a radiação emitida pela atmosfera e outros componentes externos à trajetória na direção do sensor, integrado na trajetória (0 a s_1).

A solução da ETR para uma atmosfera plano paralelo sem espalhamento, sobre uma superfície plana, pode ser expressa em termos de temperatura de brilho para cada polarização ortogonal P (P pode representar a polarização horizontal, P_H , ou a polarização vertical, P_V). Assim, a partir da Eq. (5) têm-se as seguintes equações:

$$TbP = T_s \varepsilon_P e^{-\tau(0, s_1) \sec\theta} + T_{atm}^{\downarrow} (1 - \varepsilon_P) e^{-\tau(0, s_1) \sec\theta} + T_{atm}^{\uparrow} \quad (6)$$

e

$$TbP_V - TbP_H = (T_s - T_{atm}^{\downarrow}) e^{-\tau(0, s_1) \sec\theta} (\varepsilon_{P_V} - \varepsilon_{P_H}), \quad (7)$$

onde

$$T_{atm}^{\downarrow} = \int_0^{s_1} T(z) \rho k(z) e^{-\tau(0, z) \sec\theta} \sec\theta dz \quad (8)$$

e

$$T_{atm}^{\uparrow} = \int_0^{s_1} T(z) \rho k(z) e^{-\tau(z, s_1) \sec\theta} \sec\theta dz, \quad (9)$$

sendo TbP a temperatura de brilho para a polarização P; T_s a temperatura da superfície (surface skin temperature); ε_P a emissividade da superfície para a polarização P; θ o ângulo de visada do sensor; ρ a densidade atmosférica; $k(z)$ o coeficiente de absorção atmosférica para uma dada altitude z ; $T(z)$ a

temperatura atmosférica para a altitude z ; e,

$$\tau(z_0, z_1) = \int_{z_0}^{z_1} \rho k(z) dz \quad \text{a opacidade atmosférica de } z_0 \text{ a } z_1.$$

z_0 a z_1 .

Isolando os termos que correspondem à emissividade da superfície nas Eqs. (6) e (7) obtém-se, respectivamente, as seguintes equações:

$$\varepsilon_P = \frac{TbP - T_{atm}^{\uparrow} - T_{atm}^{\downarrow} e^{-\tau(0, s_1) \sec\theta}}{e^{-\tau(0, s_1) \sec\theta} (T_s - T_{atm}^{\downarrow})} \quad (10)$$

e

$$\varepsilon_{P_V} - \varepsilon_{P_H} = \frac{TbP_V - TbP_H}{e^{-\tau(0, s_1) \sec\theta} (T_s - T_{atm}^{\downarrow})}. \quad (11)$$

Neste trabalho utilizaram-se as Eqs. (10) e (11) para determinação da emissividade da superfície nas polarizações P e da rugosidade da superfície, respectivamente.

APLICAÇÃO DO MÉTODO

A emissão da superfície terrestre, em microondas, é função de sua temperatura e de sua emissividade. Essa representa a eficiência de emissão de um sistema, relativa à emissão de um corpo negro à mesma temperatura, e depende da contribuição de cada elemento na área do campo de visada (solo, vegetação, neve, teor de umidade do solo, etc.), da frequência, da geometria de visada e das características superficiais (rugosidade da superfície, tipo de vegetação, topografia, etc.). Desta forma, pode-se assumir que a variabilidade temporal da emissividade da superfície continental é pequena se comparada com a variabilidade atmosférica na escala de tempo de 1 mês, conforme ressaltado por Prigent et al. (1997). Sendo assim, foram elaborados campos médios mensais de emissividade da superfície continental do território brasileiro. O processamento dos dados dos satélites F14/DMSP e NOAA são descritos a seguir.

Inicialmente, foram selecionadas as imagens do SSM/I que cobriam as latitudes 10°N e 40°S e longitudes 30°W e 75°W, ou seja, imagens sobre o Brasil. Para cada dia foram selecionadas 4 passagens do F14/DMSP, o que totalizam 248 passagens para julho e dezembro. Selecionadas as imagens, fez-se a transformação da projeção de satélite em ponto de grade, criando arquivos com dados de latitude, longitude e temperatura de brilho nas resoluções espaciais

correspondentes às frequências de 19 e 85 GHz.

As sondagens TOVS foram selecionadas de acordo com os horários das passagens do satélite F14/DMSF sobre o Brasil, ou seja, sondagens de passagens do NOAA-12 e NOAA-14 coincidentes com as do F14/DMSF. Utilizando o programa ITPP-5.0 (“International TOVS Processing Package”) (Planet, 1988) efetuou-se o processamento das sondagens TOVS, gerando arquivos de dados de temperatura da superfície para áreas de céu aberto (sem nuvens). Em seguida, os dados de temperatura da superfície foram colocados em pontos de grade, nas resoluções de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ e $0,5^\circ \times 0,5^\circ$. Todavia, em virtude da diferença de horário entre as passagens dos satélites NOAA-12, 14 e do F14/DMSF, fez-se necessário considerar os campos médios mensais de temperatura da superfície para os horários matutino, vespertino e noturno. Como erros da ordem de 5 K nas estimativas de temperatura da superfície resultam em alterações inferiores a 2% nos valores de emissividade, a utilização de campos médios mensais de temperatura da superfície pode ser considerada válida.

Utilizando o método de interpolação por Krigagem (Vieira et al., 1983) foram criados os campos médios mensais de temperatura da superfície. Além disso, foi utilizado uma sub-rotina (“máscara”) para interpolar os dados de temperatura da superfície somente para os pontos de grade que se encontravam sobre o continente brasileiro. Desta forma, os possíveis erros associados a temperatura da superfície decorrentes da interpolação na fronteira entre o continente e o oceano são minimizados.

Para obtenção dos parâmetros T_{atm}^\uparrow , $T_{\text{atm}}^\downarrow$ e τ ,

foram efetuadas simulações com o modelo ATM (“Atmospheric Transmission at Millimetric and submillimetric wavelengths”) (Pardo, 1996). Utilizou-se o modo satélite de observação em 19 GHz e 85 GHz, considerando uma atmosfera tropical padrão para todo o território brasileiro. Finalmente, foi feito o cálculo da emissividade da superfície a partir da Eq. (10). Porém, antes de estimar a emissividade da superfície continental aplicou-se a metodologia para determinar alguns valores de emissividade do oceano, a fim de verificarmos se os valores estavam consistentes com os apresentados na literatura. Os valores de emissividade encontrados variaram entre 0,30 e 0,69 aproximadamente. Esses valores estão coerentes com os valores apresentados por Beer (1980), cujos resultados mostraram valores de emissividade para água calma variando entre 0,33 e 0,60. As emissividades foram estimadas nas polarizações vertical e horizontal para cada passagem do satélite F14/DMSF.

Os arquivos de emissividade foram agrupados para obter o campo médio mensal para o território brasileiro. Foram filtrados os valores inferiores a 0,74 de cada arquivo de emissividade, eliminando do campo médio mensal os pontos de grade com presença de nuvens e água. Ainda, para os pontos de grade onde haviam mais de um valor de emissividade efetuou-se uma média aritmética. O limite de 0,74 foi escolhido com base nos resultados apresentados por Beer (1980) e Prigent et al. (1997).

Na última etapa, efetuou-se a subtração dos campos de emissividade na polarização horizontal dos campos na polarização vertical, para determinar o padrão de rugosidade da superfície, conforme a Eq. (11).

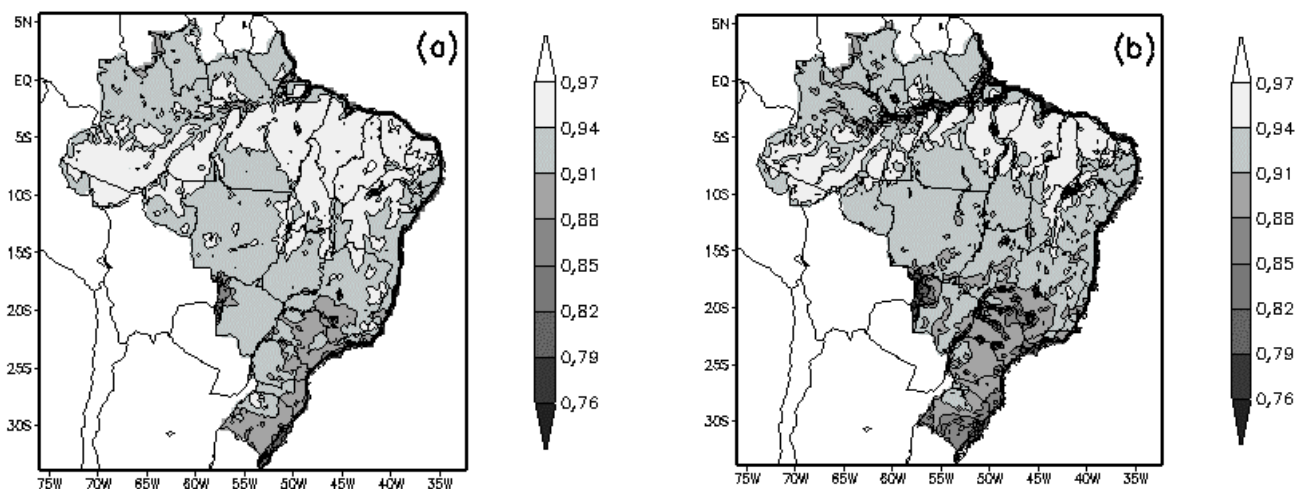


Figura 1 – Emissividade para a frequência de 85 GHz para julho: a) Pv e b) Ph.

Figure 1 – Emissivity at 85 GHz for July: a) Pv and b) Ph.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

São apresentados os campos médios mensais de emissividade da superfície continental em 19 GHz e 85 GHz nas polarizações vertical e horizontal. Também são mostrados os campos médios mensais resultantes da diferença entre os valores de emissividade nas polarizações vertical e horizontal ($\epsilon_v - \epsilon_h$).

Campos de emissividade

Os campos de emissividade de julho em 85 GHz, nas polarizações vertical e horizontal, são apresentados nas Figs. (1a) e (1b), respectivamente. Para ambas as polarizações, os maiores valores de emissividade encontram-se sobre as regiões Norte e Nordeste do Brasil. Os valores mais baixos encontram-se em diferentes sub-regiões do país, tais como na Bacia Amazônica, no Pantanal e em pequenas áreas das regiões Sul e Sudeste. Os baixos valores de emissividade podem estar associados às coberturas e/ou características do terreno, como por exemplo, áreas não vegetadas ou esparsamente vegetadas. Nota-se ainda que os valores de emissividade para a polarização vertical são ligeiramente maiores que os valores apresentados para a polarização horizontal. Isso denota maior sensibilidade da polarização horizontal para identificação de áreas com baixos valores de emissividade da superfície continental.

Para a frequência de 19 GHz, nas polarizações vertical e horizontal, para o período de julho, os campos de emissividade (Figs. 2a e 2b, respectivamente) apresentam um padrão mais homogêneo (suavizado)

se comparados com os campos em 85 GHz. Além disso, destacam-se as regiões Norte (particularmente a Bacia Amazônica) e Centro Oeste (particularmente a região do Pantanal), por apresentarem os menores valores de emissividade de todo o território brasileiro. Os valores mínimos de emissividade podem estar associados às características do terreno, uma vez que nas resoluções espaciais utilizadas essas regiões podem ser consideradas como sendo superfícies planas, se comparadas com áreas vegetadas. Observa-se também, que os valores de emissividade para a polarização vertical são superiores àqueles para a polarização horizontal, característica também observada nos campos de emissividade para a frequência de 85 GHz.

Para dezembro, os campos de emissividade em 85 GHz nas polarizações vertical e horizontal apresentam um padrão diferente daquele encontrado para julho (Figs. 3a e 3b, respectivamente). As maiores diferenças estão sobre a região Sul e sobre os Estados de São Paulo e Mato Grosso do Sul. Por outro lado, nota-se uma diminuição (0,02) nos valores de emissividade sobre a região Norte, principalmente sobre a Floresta Amazônica. Os campos de emissividade para 19 GHz, nas polarizações vertical e horizontal, apresentam um padrão semelhante ao de julho (Figs. 4a e 4b, respectivamente), com um aumento nos valores de emissividade sobre o território brasileiro, em ambas as polarizações.

Comparando os campos de emissividade da superfície continental, entre julho e dezembro, verifica-se uma variação sazonal, com valores mais elevados durante dezembro (verão). Esta variação na

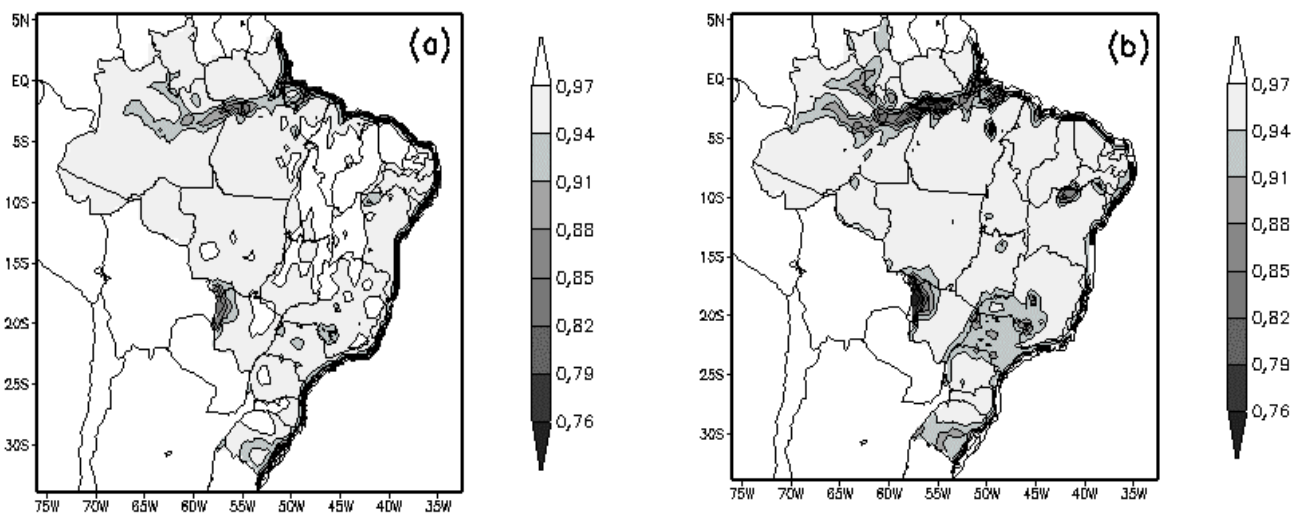


Figura 2 – Emissividade para a frequência de 19 GHz para julho: a) Pv e b) Ph.

Figure 2 – Emissivity at 19 GHz for July: a) Pv and b) Ph.

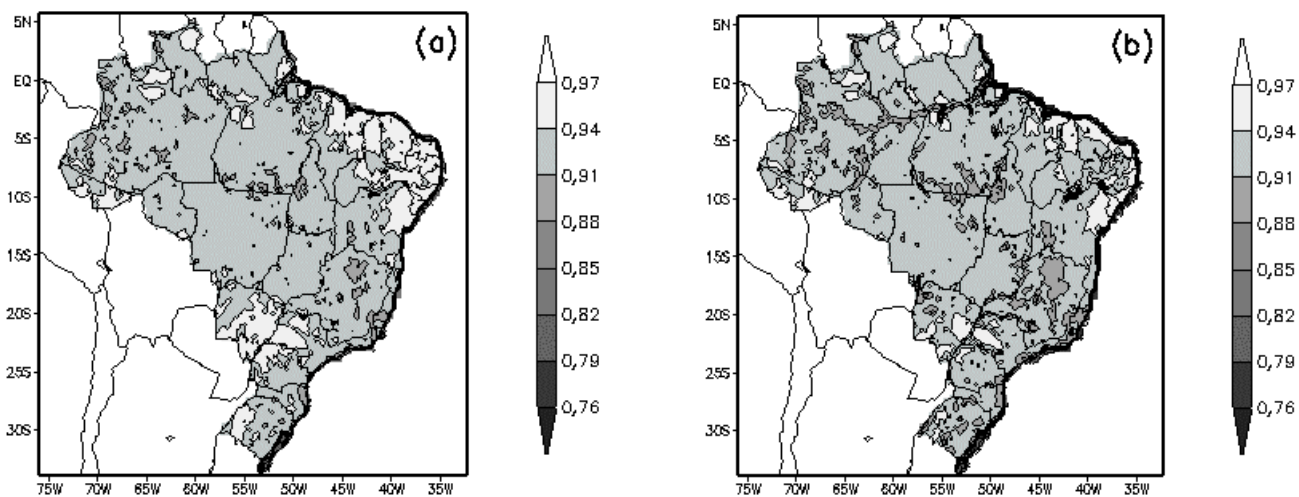


Figura 3 – Emissividade para a frequência de 85 GHz para dezembro: a) Pv e b) Ph.

Figure 3 – Emissivity at 85 GHz for December: a) Pv and b) Ph.

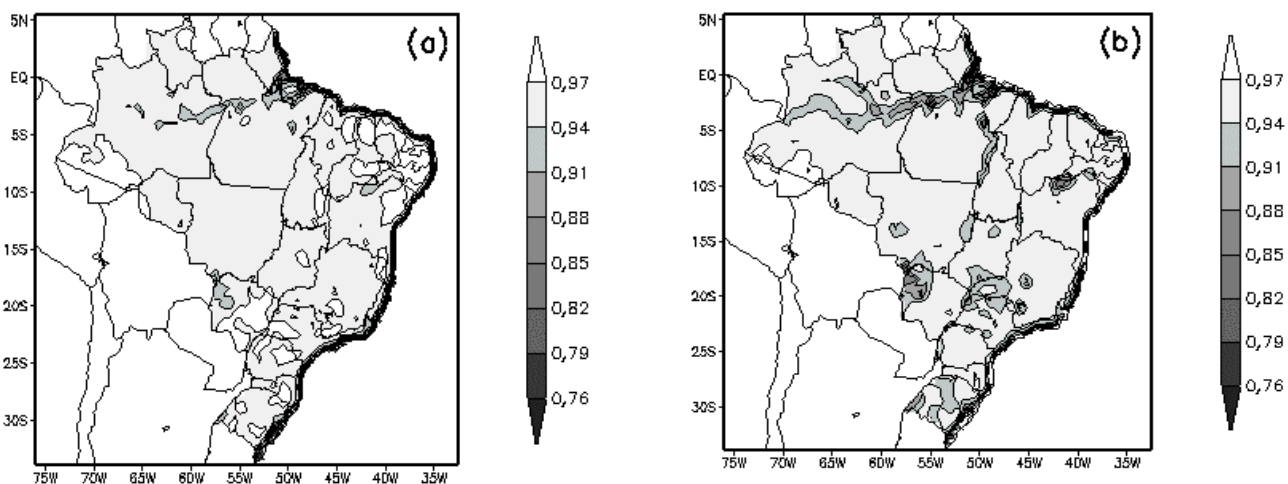


Figura 4 – Emissividade para a frequência de 19 GHz para dezembro: a) Pv e b) Ph.

Figure 4 – Emissivity at 19 GHz for December: a) Pv and b) Ph.

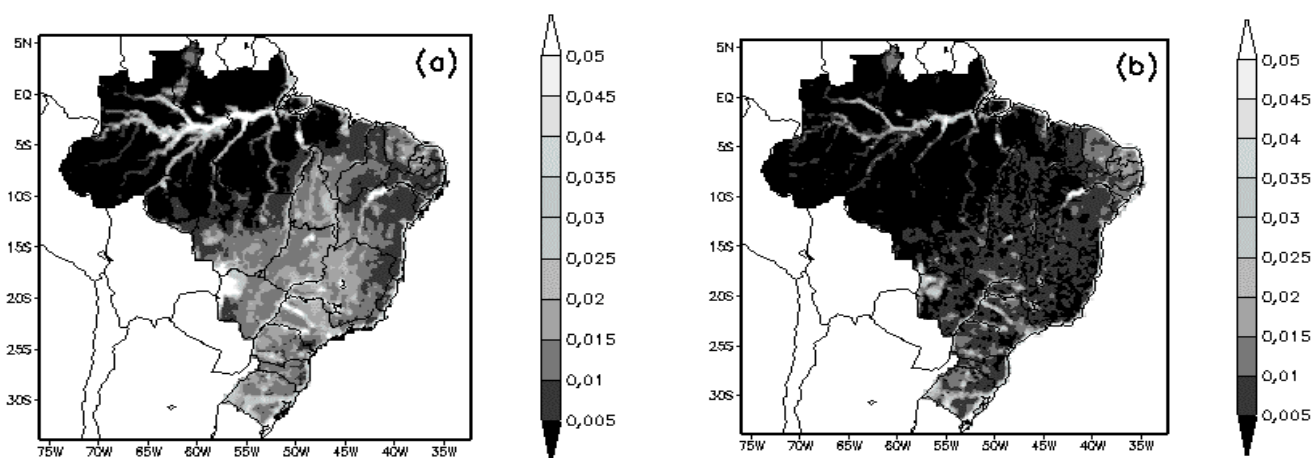


Figura 5 – Padrão de rugosidade da superfície para a frequência de 85 GHz: a) julho e b) dezembro.

Figure 5 – Surface roughness pattern at 85 GHz: a) July and b) December.

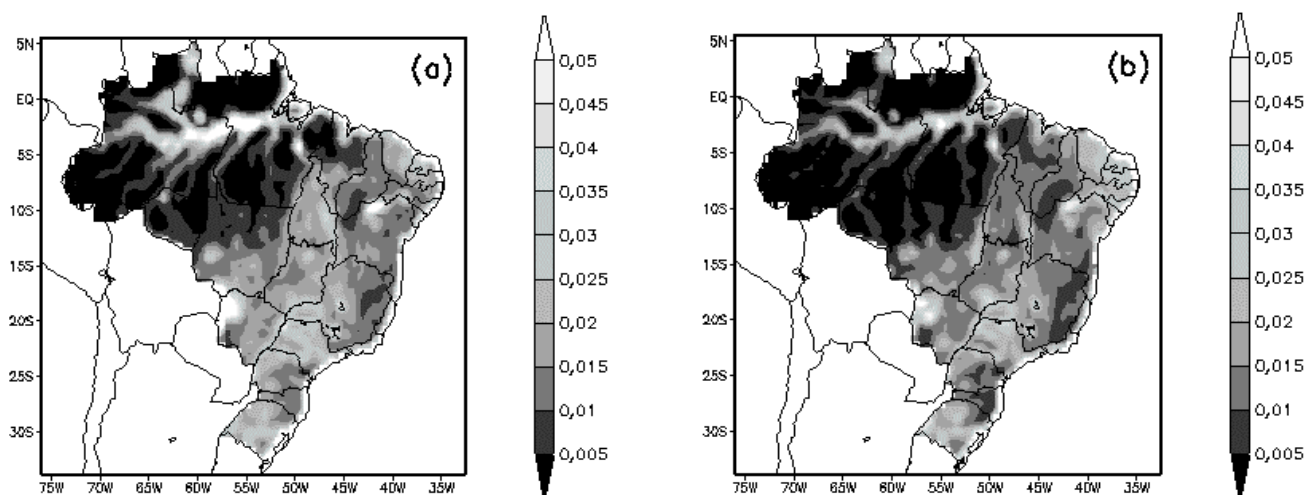


Figura 6 – Padrão de rugosidade da superfície para a frequência de 19 GHz: a) julho e b) dezembro.

Figure 6 – Surface roughness pattern at 19 GHz: a) July and b) December.

emissividade pode estar associada à alterações na vegetação (densidade de biomassa). Além disso, as emissividades em ambas as polarizações diminuem com o aumento da frequência. Esta tendência é mais evidente sobre áreas com vegetação esparsa, tais como sobre as regiões Sul e Centro Oeste do Brasil.

Rugosidade da superfície

O campo da diferença de emissividade de julho, em 85 GHz (Fig. 5a), apresenta os menores valores sobre a região Norte do país (Floresta Amazônica), exceto sobre uma estreita faixa, estendendo-se de Oeste até o Oceano Atlântico. Valores máximos são também observados sobre as regiões do Pantanal (Centro Oeste), Norte da Bahia e Sudoeste da região Sudeste e estão associados às características de superfícies planas (água, áreas não vegetadas ou esparsamente vegetadas). Menores valores estão associados às superfícies rugosas (áreas vegetadas e/ou montanhosas). Para a frequência de 19 GHz (Fig. 6a), verifica-se um padrão consistente com o de 85 GHz, porém mais suavizado devido à resolução espacial da grade ($0,5^\circ \times 0,5^\circ$). Padrões similares foram observados para os campos de dezembro em ambas as frequências (Figs. 5b e 6b).

De modo geral, nos campos em 85 GHz e em 19 GHz verifica-se uma diferença no padrão de rugosidade entre julho e dezembro. Em dezembro, observa-se um aumento considerável na rugosidade da superfície; no entanto, para a região Norte esta diferença não é tão significativa se comparada com as demais regiões do país. Esse aumento depende do tipo de vegetação e pode ser caracterizado pela classificação

da vegetação. Assim, com o decréscimo da densidade de biomassa, a polarização horizontal diminui e a polarização vertical aumenta, resultando num aumento da diferença entre as polarizações.

As Figs. (7a) e (7b) apresentam os campos climatológicos do Índice de Área Foliar (“Leaf Area Index” - LAI) na América do Sul nas resoluções de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$, para janeiro e julho, respectivamente, obtidos por Myneni et al. (1997), a partir de nove anos de dados de NDVI (1982-1990). Comparando os campos de diferença de emissividade de dezembro e de julho com os campos climatológicos de LAI das Figs. (7a) e (7b), respectivamente, observa-se a variação sazonal da vegetação. Assim, pode-se supor que o aumento de rugosidade nos campos das Figs. (5b) e (6b) está diretamente associado ao aumento da densidade de biomassa.

Outra característica observada foi a presença de baixos valores de diferença de emissividade próximo à costa leste do Brasil em julho e dezembro. Esses baixos valores podem estar associados às características topográficas da região (região montanhosa). A Fig. (8) apresenta um mapa topográfico digital para a América do Sul elaborado pelos “Earth Resources Observation Systems Data Center” (EROS), cujas elevações são regularmente espaçadas em arcos de 30 segundos (~ 1 km). Comparando os campos de diferença de emissividade ($\epsilon_v - \epsilon_h$) de julho e de dezembro com o mapa topográfico para a América do Sul nota-se que sobre as regiões montanhosas (1500 m) próximas à costa leste dos Estados de Minas Gerais e Bahia, encontram-se baixos valores de diferença de emissividade.

Em superfícies rugosas a energia emitida é

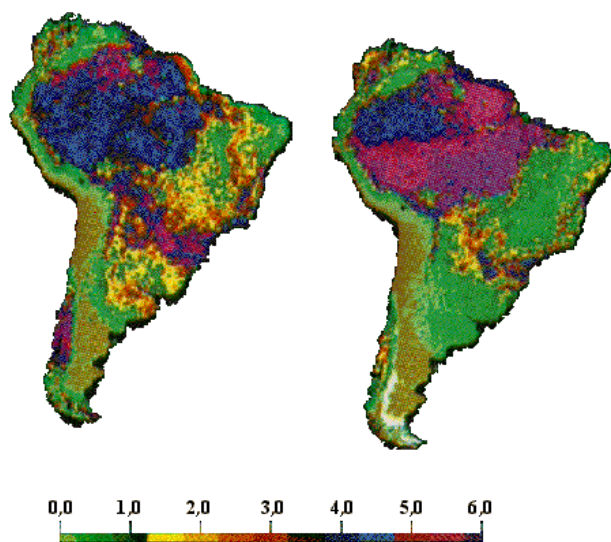


Figura 7 - Índice de Área Foliar da América do Sul: a) janeiro e b) julho. (Fonte: Myneni et al., 1997).

Figure 7 - Leaf Area Index of South America: a) January and b) July. (Source: Myneni et al., 1997).

espalhada em todas as direções. Em casos extremos, onde a superfície é muito rugosa, a energia é igualmente espalhada (Elachi, 1987). Portanto, a diferença de emissividade diminui com o aumento da topografia. Em áreas vegetadas, essas características são difíceis de serem avaliadas, pois a vegetação usualmente muda com a topografia e a diferença de emissividade é baixa (comportamento Lambertiano). Nas escalas espaciais utilizadas, as superfícies rochosas ou com vegetação esparsa atuam como uma superfície plana (homogênea), produzindo alta diferença de emissividade ($\epsilon_v - \epsilon_h$).

CONCLUSÃO

Na ausência de medidas diretas de emissividade para grandes áreas continentais, os resultados mostraram que os padrões regionais e mudanças sazonais nas estimativas de emissividade da superfície continental são consistentes com a topografia de grande escala e com a distribuição espacial da vegetação. A variação sazonal da emissividade pode estar associada a alterações na vegetação (densidade de biomassa).

As regiões com vegetação esparsa ou solo rochoso apresentaram baixa emissividade para a polarização horizontal ($0,80 < \epsilon < 0,88$) e alta diferença de emissividade ($\epsilon_v - \epsilon_h > 0,015$) se comparadas com as áreas de vegetação densa. Nas escalas espaciais utilizadas ($0,25^\circ \times 0,25^\circ$ e $0,5^\circ \times 0,5^\circ$), as superfícies rochosas ou com vegetação esparsa atuam como uma superfície plana (homogênea) produzindo alta diferença

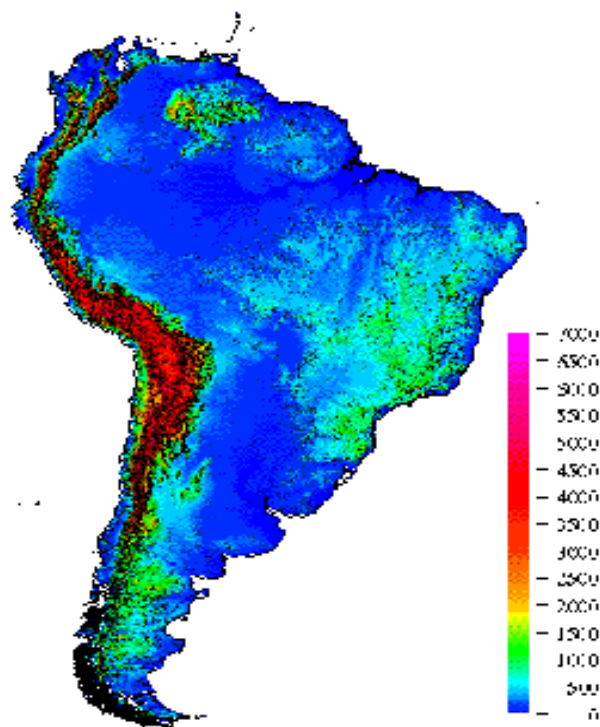


Figura 8 - Mapa Topográfico da América do Sul. (Fonte: <http://mapping.usgs.gov/mac/isb/pubs/booklets/usgsmaps/maps.html>).

Figure 8 - Topography map of South America. (Source: <http://mapping.usgs.gov/mac/isb/pubs/booklets/usgsmaps/maps.html>).

de emissividade ($\epsilon_v - \epsilon_h$). Por outro lado, as áreas de vegetação densa (floresta tropical) apresentaram altos valores de emissividade para a polarização horizontal e baixa diferença de emissividade, devido ao espalhamento provocado pela vegetação. Assim, com o decréscimo da densidade de biomassa a polarização horizontal diminui e a polarização vertical aumenta, resultando num aumento da diferença de polarização.

Outra característica verificada foi a presença de baixos valores de diferença de emissividade associados às características topográficas da região próxima à costa leste dos Estados de Minas Gerais e Bahia (região montanhosa). A diferença de emissividade diminui com o aumento da topografia (rugosidade).

Portanto, a partir da estimativa da emissividade da superfície continental em microondas é possível monitorar a superfície terrestre (vegetação, desmatamento, desertificação etc.). Estimativas das emissividades das superfícies continentais a partir de dados de satélite em microondas podem ser utilizadas para calibração e desenvolvimento de sensores orbitais, bem como para o monitoramento e caracterização de parâmetros da superfície, tanto em escala regional quanto continental. Para tal, a variabilidade intra-anual e interanual da emissividade da superfície continental deve ser investigada

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Conselho Nacional de Pesquisa - CNPq pelo apoio através de bolsas de pesquisa e de mestrado do primeiro e segundo autores, respectivamente. Também agradecem ao "Global Hydrology Resource Center" (GHRC) do "Global Hydrology and Climate Center" em Huntsville, Alabama (EUA) por cederem os dados de temperatura de brilho obtidos do sensor SSM/I, que opera a bordo do satélite F14/DMSP e a Divisão de Satélite Ambiental (DSA) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) em Cachoeira Paulista (São Paulo) pelas sondagens TOVS.

REFERÊNCIAS

- BEER, T.-1980-** Microwave sensing from satellites. *Remote Sensing of Environment*, **9**: 65-85.
- CHANDRASEKHAR, S.-1969-** Radiative transfer. Elsevier, N. Y., 346pp.
- CHOUDHURY, B. J.-1988-** Microwave vegetation index: a new longterm global data set for biospheric studies. *International Journal of Remote Sensing*, **9**: 185-186.
- CHOUDHURY, B. J.-1989-** Monitoring global land surface using Nimbus-7 37 GHz data: theory and examples. *International Journal of Remote Sensing*, **10**: 1579-1605.
- CHOUDHURY, B. J. & TUCKER, C. J.-1987-** Monitoring global vegetation using Nimbus-7 37 GHz data. Some empirical relations. *International Journal of Remote Sensing*, **8**: 1085-1090.
- CHOUDHURY, B. J., SCHMUGGE, T. J., NEWTON, R. W. & CHANG, A.-1979-** Effect of surface roughness on the microwave emission from soils. *Journal of Geophysical Research*, **84**: 5699-5706.
- CHOUDHURY, B. J., TUCKER, C. J., GOLUS, R. E. & NEWCOMB, W. W.-1987-** Monitoring vegetation using Nimbus-7 scanning multichannel microwave radiometer's data. *International Journal of Remote Sensing*, **8**: 533.
- CONNER, M. D. & PETTY G. W.-1996-** SSM/I brightness temperature deviations from gridded monthly means as a basis for over-land precipitation estimation, paper presented at Annual Meeting, Am. Meteorol. Soc., Atlanta, Ga.
- ELACHI, C.-1987-** Introduction to the physics and techniques of remote sensing. John Wiley and Sons, N. Y., 413pp.
- JONES, A. S. & VONDER HAAR, H. T.-1990-** Passive microwave remote sensing of cloud liquid water over land regions. *Journal of Geophysical Research*, **95**: 16673-16683.
- JUSTICE, C. O., TOWNSHEND, J. R. & CHOUDHURY, B. J.-1989-** Comparison of AVHRR and SMMR data for monitoring vegetation phenology on a continental scale. *International Journal of Remote Sensing*, **10**: 1607-1632.
- KORNFELD, J. & SUSSKIND, J.-1977-** On the effect of surface emissivity on temperature retrievals. *Monthly Weather Review*, **105**: 1605-1608.
- KUMMEROW, C. & WIENMAN, D.-1988-** Determining microwave brightness temperatures from precipitating horizontally finite and vertically structured clouds. *Journal of Geophysical Research*, **93**: 3720-3728.
- LIN, B. & ROSSOW, W. B.-1994-** Observations of cloud liquid water path over oceans: optical and microwave remote sensing methods. *Journal of Geophysical Research*, **99**: 20907-20927.
- LIU, K.-1980-** An introduction to atmospheric radiation. Academic Press, N. Y., 392pp.
- MYNENI, R. B., NEMANI, R. R. & RUNNING, S. W.-1997-** Estimation of global leaf area index and absorbed par using radiative transfer models. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **35**: 1380-1393.
- PARDO, J.R.-1996-** Études de l'atmosphère terrestre au moyen d'observations dans les longuers d'onde millimétriques et submillimétriques. Tese (Doutorado em Astrofísica e Técnicas Espaciais) - Université PARIS VI - Universidad Complutense de Madrid, 202pp.
- PLANET, W. G.-1988-** Data extraction and calibration of TIROS-N/NOAA radiometers. Washington: NOAA (NOAA Technical Memorandum NESS 107), OCT, 92pp.
- PRIGENT, C., ROSSOW, W. B. & MATTHEWS, E.-1997-** Microwave land surface emissivities estimated from SSM/I observations. *Journal of Geophysical Research*, **102**: 21867-21890.
- PRINCE, S. D. & CHOUDHURY, B. J.-1989-** Interpretation of Nimbus-7 37 GHz microwave brightness temperature data in semiarid southern Africa. *International Journal of Remote Sensing*, **10**: 1643-1661.
- RODGERS, C. D.-1967-** The use of emissivity in atmospheric radiation calculations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **93**: 43-54.
- SALISBURY, J. W. & D'ARIA, D. M.-1992a-** Emissivity of terrestrial materials in the 8-14 mm atmospheric window. *Remote Sensing Environment*, **42**: 83-106.

- SCHMUGGE, T. J., JACKSON, T. J. & MCKIM, H. L.-1980-** Survey of methods for soil moisture determination. *Water Resources Research*, **16**: 961-979.
- SCHMUGGE, T. J., O'NEILL, P. E. & WANG, J. R.-1986-** Passive microwave soil moisture research. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **24**: 12-22.
- TUCKER, C. J.-1989-** Comparing SMMR and AVHRR data for drought monitoring. *International Journal of Remote Sensing*, **10**: 1663-1672.
- TUCKER, C. J.-1992-** Relating SMMR 37 GHz polarization difference to precipitation and atmospheric carbon dioxide concentration: A reappraisal. *International Journal of Remote Sensing*, **13**: 177-191.
- ULABY, F. T., MOORE, R. K. & FUNG, A. K.-1986-** Microwave remote sensing, active and passive. Artech House, M. A., 2162pp.
- VIEIRA, S. R., HATFIELD, J. L., NIELSEN, D. L. & BIGGAR, J. W.-1983-** Geostatistical Theory and Application to Variability of Some Agronomical Properties. *Journal of Agricultural Science*, **51**: 1-49.
- WANG, J. R. & SCHMUGGE, T. J.-1980-** An empirical model for the complex dielectric permittivity of soils as a function of water content. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **18**: 288-295.

LAND SURFACE EMISSIVITY IN BRAZIL FROM SSM/I OBSERVATION AT 19 AND 85 GHz

The objective of this study is to estimate land surface emissivity for the Brazilian territory using satellite microwave data for the months of July and December, 1997. The importance of this study resides in the relevance of these parameters and their subsequent utilization in radiative transfer models in the microwave band for applications in remote sensing of the surface and of the atmosphere. It will be used one solution of the Radiative Transfer Equation (RTE), data SSM/I onboard the F14/DMSP satellite and TOVS data onboard TIROS-N/NOAA satellite series. This study also includes the evaluation of the roughness pattern of the Brazilian territory based on the difference between the fields of vertically and horizontally polarized emissivity, using the land surface emissivity data obtained in the previous stage. Initially SSM/I images were selected for the region (10°N, 40°S) and (30°W, 75°W). Four passages of the F14/DMSP satellite each day, with a total of 248 passages for July and December. The satellite projection was transformed into grid points, with the generation of files containing latitude, longitude and brightness temperature, in the spatial resolutions corresponding to the frequencies of 19 and 85 GHz.

Subsequently, TOVS soundings were selected according to the time of overpasses of the F14/DMSP over Brazil, in order to have NOAA-12 and NOAA-14 soundings coincident with those of the F14/DMSP. The processing of the TOVS soundings were made using the ITPP5.0 software, resulting in surface temperature files for cloud free areas. Next, the surface temperature data were transferred to the grid points in the resolutions of 0.25° x 0.25° and 0.5° x 0.5°. However, due to a difference in the overpass time of the NOAA-12, 14 and F14/DMSP

satellites it was necessary to consider the monthly averaged surface temperature fields for the morning, late afternoon and nighttime hours.

The monthly averaged surface temperature fields were obtained using the Krining interpolation method. In addition, a mask was used to interpolate the surface temperature values only to the grid points within the Brazilian territory, thus minimizing possible interpolation errors in the continent/ocean boundary.

The parameters of atmospheric density, atmospheric absorption coefficient for a given altitude (z), atmospheric temperature at altitude (z) and atmospheric opacity were obtained from simulations with the ATM (Atmospheric Transmission at Millimetric and sub-millimetric wavelengths) model. The satellite observation mode in 19 and 85 GHz was utilized, assuming a tropical standard atmosphere for the entire Brazilian territory (Pardo, 1996).

Regions of bare soil and rock outcrops show low emissivities at horizontal polarization ($0.80 < \epsilon < 0.88$) and high polarization differences ($\epsilon_v - \epsilon_h > 0.015$), compared to vegetated areas. At the spatial scales (0.25° x 0.25° and 0.5° x 0.5°), bare soil acts as a smooth surface, producing high polarization differences associated with quasi-specular reflection. On the other hand, densely vegetated zones (the tropical Amazon forest for instance) exhibit high emissivities at horizontal polarization and low polarization differences because of scattering effect by the vegetation. For sparsely vegetated or unvegetated areas the polarization differences decrease with increasing topographic roughness. In coastal areas where a substantial portion of the SSM/I pixel may include ocean,

low emissivities are associated with high polarization differences (ocean in the "side lobes" of the SSM/I antenna pattern can also cause an underestimate of the microwave emission for coastal pixels).

Different roughness scales may be involved within a single field of view, from the small-scale roughness related to surface irregularities, small compared to the wavelength, to the large-scale topographic effects. The effect of topography is to locally modify the viewing angle with respect to the horizontal and vertical polarizations as defined for a flat surface. Within a field of view, different surface slopes related to topography tend to mix the vertical and horizontal polarizations as defined relative to the mean

flat surface. Thus, with increasing topography roughness, the reflection properties of the surface approach a lambertian behavior. In vegetated areas this feature is difficult to evaluate, first because the vegetation usually changes with the topography, and second because the emissivity difference in polarizations is already low.

In the absence of direct measurements of surface emissivities at these larger spatial scales, these results show that the regional patterns and seasonal changes of the retrieved emissivities are compatible with large-scale topography and vegetation distributions. The emissivity seasonal variation can be associated with modifications in the vegetation cover (biomass density).

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

CURSO DE PÓS GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS GEODÉSICAS

TEMAS DE PESQUISAS

Geodésia: Sistemas e Redes Geodésicas de Referência; Manutenção de Referenciais; Transmissão de Sistema Geodésico de Referência e suas implicações nas Bases de Dados Geodésicos, Cartografia e SIG; Instrumentação Geodésica: Calibração, verificação, retificação e classificação de instrumentos; Investigação e desenvolvimento de métodos terrestres e espaciais aplicados ao Posicionamento, Navegação e Atitude; Posicionamento no ambiente marinho e batimetria; Otimização de levantamentos geodésicos e suas aplicações em engenharia; Campo de gravidade e Geóide; Integração de técnicas terrestres e espaciais para a gravimetria e altimetria terrestre/oceânica; Geodinâmica.

Fotogrametria/Sensoriamento Remoto: Desenvolvimento de técnicas de mapeamento fotogramétrico baseado em câmaras de pequeno formato e câmaras de vídeo; Fotogrametria digital; Automatização de processos fotogramétricos; Aplicações da monorestituição digital na obtenção de informações fotogramétricas; Fotogrametria arquitetônica; Atualização cartográfica; Controle de qualidade nos processos fotogramétricos; Processamento digital de imagens; Classificação digital; Técnicas de Inteligência artificial aplicadas ao processamento digital de imagens, Sensores de alta resolução; Aplicações de sensoriamento remoto e fotogrametria na engenharia; Integração de sensoriamento remoto e sistemas de informações geográficas.

Cartografia/Sistemas de Informações Geográficas: Visualização cartográfica incluindo o desenvolvimento de trabalhos cartográficos nas áreas de Sistemas especialistas para a cartografia, Sistemas para suporte ao planejamento urbano e regional; Atlas eletrônicos, Generalização cartográfica; Modelagem de dados referenciados espacialmente; Desenvolvimento de novos aplicativos computacionais para a cartografia digital e sistema de informações geográficas; Desenvolvimento de metodologias para diferentes aplicações de cartografia digital na engenharia.

Endereço:

Centro Politécnico - Bloco VI
Caixa postal 19001 - CEP: 81531-990
Fone: (41) 361-3153
Fax: (41) 361-3161
Curitiba, Paraná, Brasil

Maiores informações
email: cpgcg@geoc.ufpr.br

CURSO DE GEOESTATÍSTICA APLICADA

Data: 22 a 25 de abril de 2002

Duração: 32 horas

INSTRUTOR: Prof. Dr. Jorge Kazuo Yamamoto, Professor Titular do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

OBJETIVO: Proporcionar um treinamento profissional de geoestatística aplicada, através do Sistema Geovisual, para solução de problemas no tratamento de dados espaciais, com ênfase no cálculo e análise das incertezas relacionadas à estimativa.

MATERIAL: apostila do curso e uma licença acadêmica do Sistema Geovisual para Ambiente Windows.

PROGRAMA:

Teórico - análise estatística e preparação de dados; análise geoestatística; estimativas por krigagem ordinária; e co-krigagem ordinária.

Prático - utilização do Sistema Geovisual que inclui os seguintes módulos:

<i>Módulo</i>	<i>Descrição</i>
Composite:	regularização de amostras de furos verticais e curvas acumulativas.
Statbase:	estatística descritiva e representações e histogramas e curvas acumulativas.
Regres:	regressões lineares, potenciais, exponenciais, parabólicas e cúbicas.
Varcon:	cálculo de variogramas experimentais 2D e 3D.
Modvarg:	modelagem interativa de variogramas.
Crossv2d:	validação cruzada 2D.
Crossv3d:	validação cruzada 3D.
Ordkrig2:	krigagem ordinária 2D pontual
Benkrig2:	krigagem ordinária 2D de bloco
Ordkrig3:	krigagem ordinária 3D
Cokrige2:	co-krigagem ordinária 2D

PÚBLICO ALVO: geólogos, engenheiros, biólogos, agrônomos e profissionais atuantes na área de mineração, meio ambiente, geotecnia, agricultura de precisão e áreas afins.

LOCAL: LIG (Rua do Lago, 562 - Universidade de São Paulo - Cidade Universitária de São Paulo/SP)

Maiores Informações:

Tel: (11) 3091-4217 (George ou Marcelo)
 Fax: (11) 3091-4207
 e-mail: gvisual@usp.br ou mmrocha@usp.br
http://geolig.igc.usp.br/geovisual/curso_geovisual.htm