

# **ANÁLISE DE MÉTODOS DE CORREÇÃO ATMOSFÉRICA NA DETERMINAÇÃO DO ÍNDICE ESPECTRAL RCGb DOS SOLOS TROPICAIS POR MEIO DOS DADOS DO SENSOR HIPERESPECTRAL AVIRIS (Airborne Visible/InfraRed Imaging Spectrometer)**

**Gustavo Macedo de M. Baptista<sup>1</sup>, José da Silva Madeira Netto<sup>2</sup>,  
Paulo Roberto Meneses<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>IG/UnB – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília  
Campus Universitário Darcy Ribeiro, Asa Norte, 70910-900, Brasília, DF, Brasil  
gustavom@abordo.com.br; lsrunb@unb.br

<sup>2</sup>Embrapa/CPAC – Centro de Pesquisa Agropecuária dos Cerrados  
Caixa Postal 08223, BR 020, km 18, Rodovia Brasília/Fortaleza, 73301-970, Planaltina, DF, Brasil  
madeira@cpac.embrapa.br

## **1 – Introdução**

Os espectrômetros imageadores obtêm dados de radiância espectral para cada pixel e os espectros de refletância ou de emitância podem ser derivados para a faixa do espectro coberta.

Os dados obtidos pelo sensor hiperespectral AVIRIS (JPL/NASA) são disponibilizados sob a forma de radiância ( $\mu\text{W}/\text{cm}^2/\text{nm}/\text{sr}$ ) e, para a exploração dos alvos imageados e comparação com os dados de radiometria obtidos em laboratório por meio de seus espectros, é preferível que os dados estejam numa mesma grandeza. Para tal, pode-se converter os dados AVIRIS para reflectância aparente.

Como os dados AVIRIS obtidos sobre território brasileiro foram adquiridos a uma altura de vôo de 20 km, existe uma atmosfera composta por gases, vapor d'água e outros elementos particulados, interposta entre os alvos e o sensor, gerando espalhamento e absorções da radiação eletromagnética, com efeito sobre a energia refletida.

Para correção dos efeitos atmosféricos sobre os dados AVIRIS existem dois métodos muito divulgados na literatura, o ATREM (ATmospheric REMoval Program) de Gao et al. (1993) baseado no modelo de transferência radiativa LOWTRAN 7 e o método descrito por Green et al. (1991), chamado de método Green, baseado no MODTRAN.

O presente trabalho visa analisar a influência dos métodos de correção atmosférica e de redução dos dados de radiância para reflectância aparente na determinação da relação caulinita/(caulinita + gibbsita), por meio do modelo espectral RCGb, dos solos provenientes da alteração de rochas metassedimentares ácidas do grupo Paranoá em São João D'Aliança, no estado de Goiás, Brasil.

## **2 – Métodos de correção atmosférica e de redução dos dados de radiância para reflectância de superfície**

Nesse tópico serão apresentados dois métodos comumente utilizados para a correção atmosférica e redução dos dados AVIRIS de radiância para reflectância de superfície, o

*ATmospheric REMoval Program* (ATREM) (Gao et al., 1993; 1999) e o método Green (Green et al., 1991).

## 2.1 – ATmospheric REMoval Program (ATREM)

Por causa da variabilidade da concentração do vapor d'água em função da hora e da altitude, Gao et al. (1993) afirmam não ser possível remover completamente essas feições, no procedimento de redução dos dados de radiância de sensores hiperespectrais para a reflectância, utilizando modelos de correção atmosférica.

No ATREM os valores de transmitância do vapor d'água na trajetória sol => superfície => sensor são derivados a partir das feições centradas em 0,94 e 1,14  $\mu\text{m}$  dos dados AVIRIS, pixel a pixel. Esses valores são utilizados para remover as feições de vapor d'água existentes na região espectral compreendida entre 0,4 e 2,5  $\mu\text{m}$ .

A derivação desses valores, a partir dos dados AVIRIS, é baseada principalmente em dois fatores: primeiro, o fato de os espectros de reflectância dos alvos de superfície sempre apresentam duas regiões de absorção do vapor d'água; segundo, em condições atmosféricas típicas, as transmitâncias das bandas de vapor d'água em 0,94 e a 1,14  $\mu\text{m}$  são sensíveis às mudanças nos totais de vapor d'água.

A técnica de razão de três bandas é utilizada no ATREM para a derivação dos valores de vapor d'água a partir dos dados AVIRIS.

O método ATREM baseia-se em seis etapas (Gao et al., 1993):

1. determinação do ângulo de zênite solar ( $\theta_s$ ) por meio das informações da hora de vôo e das coordenadas geográficas da cena;
2. determinação do espectro de transmitância atmosférica total ( $T_g$ ) e desenvolvimento de tabelas (LUT - *look up tables*) de condições atmosféricas para a faixa imageada. O espectro do ozônio é calculado como base na geometria solar e na do observador, utilizando-se os valores de absorção do ozônio. Os espectros de transmitância dos outros gases,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{N}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{CH}_4$  e  $\text{O}_2$ , são calculados pelo modelo atmosférico LOWTRAN 7, a geometria solar e a do observador e um modelo espectral de banda estreita. Os espectros de vapor d'água são obtidos por meio dos valores de absorção do vapor d'água. O  $T_{g_i}$  é obtido por meio da equação 8.6. A técnica de razão de três bandas é utilizada para determinar o  $T_{g_i}$  do vapor d'água. Os valores de  $T_g$  são armazenados na LUT;
3. a reflectância atmosférica ( $\rho_a$ ), o albedo esférico ( $S$ ), a transmitância do espalhamento da irradiância [ $T(\theta_s)$ ] e a transmitância do espalhamento da radiância [ $T(\theta_v)$ ] são calculados utilizando-se o modelo 5S. Os espalhamentos moleculares e por aerossóis são incluídos e a absorção dos gases da atmosfera é excluída. O espalhamento por aerossóis é simulado por um modelo utilizando-se uma densidade óptica de 0,55  $\mu\text{m}$ ;
4. o espectro de radiância do AVIRIS é dividido pela curva de irradiância solar obtida no topo da atmosfera, visando à obtenção do espectro de reflectância aparente;
5. a razão de três bandas é calculada para os espectros de reflectância aparente. Tendo-se por base o resultado da razão e utilizando-se os valores armazenados na LUT, um bom estimador para os valores de vapor d'água é obtido. Utilizando-se o valor estimado da transmitância do vapor d'água e novamente os valores armazenados na LUT (etapa 2), obtém-se um ótimo estimador de  $T_g$  correspondente aos espectros obtidos pelo AVIRIS.
6. Finalmente, o espectro de reflectância medida no solo é derivado por meio da equação 1.

$$\rho(\lambda) = \left( \frac{\rho^*(\theta_s, \phi_s, \theta_v, \phi_v, \lambda)}{T_g(\theta_s, \theta_v, \lambda)} - \rho_a(\theta_s, \phi_s, \theta_v, \phi_v, \lambda) \right) \times \left[ T(\theta_s, \lambda) T(\theta_v, \lambda) + S(\lambda) \left( \frac{\rho^*(\theta_s, \phi_s, \theta_v, \phi_v, \lambda)}{T_g(\theta_s, \theta_v, \lambda)} - \rho_a(\theta_s, \phi_s, \theta_v, \phi_v, \lambda) \right) \right]^{-1} \quad (1)$$

Quando se utiliza o ATREM para redução dos dados de radiância para a reflectância de superfície a partir de uma imagem cubo hiperespectral (duas dimensões espaciais (x e y) e um espectral (z)), os três primeiros passos são executados somente uma vez e os outros três são executados para cada espectro, pixel a pixel.

Como resultado, o método produz uma imagem cubo da reflectância de superfície e uma imagem de vapor d'água.

## 2.2 – Método Green

O algoritmo de inversão para derivação do vapor d'água atmosférico e da folhagem desenvolvido por Green et al. (1991) baseia-se num ajuste não linear de mínimos quadrados, associado a um modelo de transferência radiativa, MODTRAN. Esse código de transferência radiativa permite a correção dos efeitos da atmosfera compensando (1) a geometria de iluminação solar e a visada do sistema aerotransportado, (2) as variações sazonais e latitudinais da atmosfera, (3) a absorção dos gases da atmosfera e (4) o espalhamento molecular e por aerossóis.

Esse algoritmo considera a radiância total medida pelo AVIRIS para cada banda espectral [ $L_t(H_2O_v)$ ] como a combinação de duas trajetórias de transmitância: a da radiância refletida pela superfície [ $L_r(H_2O_v)$ ] e a da radiância espalhada pela atmosfera [ $L_p(H_2O_v)$ ], dada pela equação 2.

$$L_t(H_2O_v) = L_r(H_2O_v) + L_p(H_2O_v) \quad (2)$$

A componente da radiância refletida pela superfície [ $L_r(H_2O_v)$ ] é descrita na equação 3 como o fluxo solar no topo da atmosfera ( $E_s$ ), multiplicada pelo coseno do ângulo de zênite solar ( $\cos\theta_s$ ) sobre pi esterradianos ( $\pi$ ), multiplicado pela transmitância do espalhamento da irradiância [ $T(\theta_s)$ ], pela reflectância lambertiana ( $\rho$ ) e pela transmitância do espalhamento da radiância [ $T(\theta_v)$ ].

$$L_r(H_2O_v) = \left[ \frac{E_s \cos\theta_s}{\pi} \right] \cdot T(\theta_s) \rho T(\theta_v) \quad (3)$$

A reflectância de superfície ( $\rho$ ) é obtida pela soma do offset da reflectância ( $\alpha$ ), da inclinação da reflectância ( $\beta$ ) para cada comprimento de onda ( $\lambda$ ) e da proporção ( $\gamma$ ) da absorção espectral da água da folha ( $H_2O_l$ ) (Equação 4).

$$\rho = \alpha + \beta\lambda + \gamma(H_2O_l) \quad (4)$$

A região espectral à qual esse algoritmo se aplica é 0,85 a 1,10  $\mu\text{m}$ , que inclui a banda de absorção da água atmosférica a 0,94  $\mu\text{m}$  e a banda de absorção da água das folhas a 0,98  $\mu\text{m}$ . O ajuste é realizado com os 26 canais do AVIRIS contidos dentro dessa região espectral.

O MODTRAN é inicializado com a geometria de iluminação solar apropriada para o momento de aquisição da cena do AVIRIS. O modelo atmosférico é selecionado de acordo com a localização geográfica e com a estação do ano em que os dados AVIRIS foram adquiridos.

As propriedades de espalhamento atmosférico são modeladas por meio das medidas obtidas *in situ* da densidade óptica ou das estimativas de visibilidade. Na presença de um relevo com variações topográficas significativas, as densidades ópticas são estimadas para a cena do AVIRIS por meio das estimativas da pressão atmosférica exercida sobre a superfície.

O algoritmo de inversão opera no espectro de cada elemento espacial do AVIRIS e gera imagens dos parâmetros do offset da reflectância, da inclinação da reflectância, absorção da água da folha e abundância de vapor de água atmosférico. Além disso, são geradas imagens do root-sum-squared (RSS) da radiância residual do ajuste e do número de iterações exigidas para alcançar o ajuste.

O método Green é constituído por quatro etapas (Robert O. Green, com. pessoal ao autor):

1. desenvolvimento de tabelas (LUT - *look up tables*) de condições atmosféricas com o MODTRAN para a faixa espectral imageada;
2. convolução dos espectros gerados pelo MODTRAN para as características espectrais do AVIRIS;
3. derivação das condições atmosféricas, principalmente vapor d'água, a partir dos espectros do AVIRIS e das tabelas do MODTRAN;
4. inversão dos espectros de radiância calibrada do AVIRIS para reflectância espectral aparente da superfície.

De acordo com Clark *et al.* (1995), essa correção realiza um ajuste nos níveis de oxigênio, dióxido de carbono e vapor d'água para cada pixel. Como resultado, esse método elimina as bandas de absorção da água em 1,4 e 1,9  $\mu\text{m}$ , além de reduzir os dados de radiância para reflectância.

Um dos principais problemas do método é o tempo de computação, cerca de 50 vezes superior ao de outros modelos, além do fato de forçar as primeiras bandas a zero, conforme salientam Baptista *et al.* (1998), o que, de certa forma, compromete a determinação do cálculo de cores por meio dos espectros.

Mesmo assim, esse modelo é considerado um dos melhores procedimentos para correção atmosférica e derivação da reflectância a partir dos dados do AVIRIS.

### **3 – Influência no índice espectral RCGb dos métodos de correção atmosférica e de redução dos dados de radiância para reflectância de superfície**

Para a realização dessa análise adotou-se a imagem de São João D'Aliança, Goiás (Figura 1), por que nela não apresenta influência de minerais opacos em sua composição e, portanto, praticamente todos os aspectos são controlados mudando-se apenas o método de correção atmosférica e de redução de radiância para reflectância de superfície.

Utilizou-se o método Green (Green *et al.*, 1991) e o ATREM, além da imagem radiância sem correção atmosférica. Selecionou-se uma área da imagem de 200 por 200 pixels, representando uma mancha de solos que foi investigada por meio da seqüência de amostragem no campo.

O método Green foi utilizado no INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais) em São José dos Campos, São Paulo, contando com o auxílio de Robert O. Green, autor do método, para a definição dos parâmetros de entrada. O método ATREM encontra-se disponível para a versão 3.2 do ENVI®. A imagem radiância representa o dado bruto, com as calibrações feitas no JPL, mas sem nenhum processamento de correção atmosférica e sem redução para reflectância de superfície.

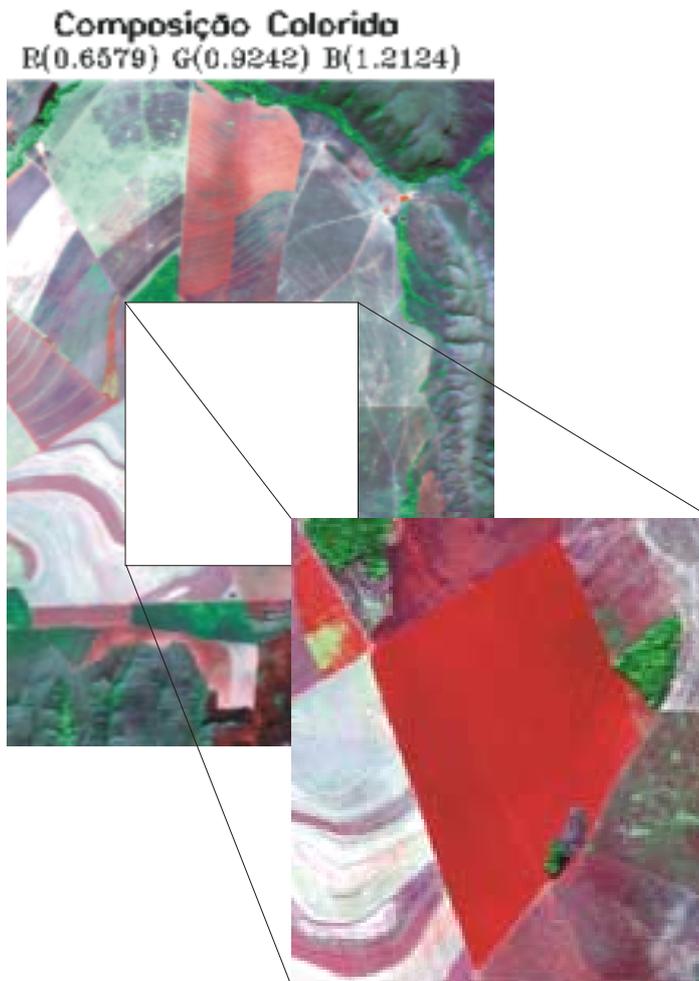


Figura 1 - Área de estudos em destaque (950816L2-03)

Foi aplicado o índice espectral RCGb (Baptista, 2000) nas três imagens e, após esse processamento, foi coletada uma seqüência (figura 2) para cada imagem, a fim de se obter os valores de RCGb de cada método e compará-los com a quantificação feita por meio de análise termo-gravimétrica (ATG) e apresentada na tabela 1.

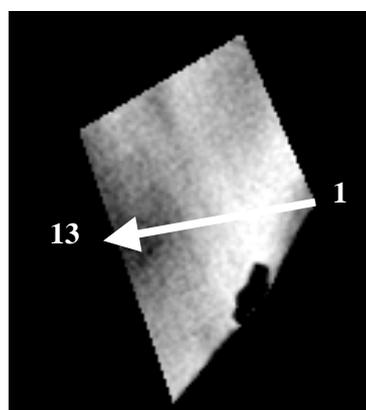


Figura 2 – Seqüência escolhida para a coleta dos dados de RCGb nas imagens corrigidas pelos métodos Green, ATREM e sem correção dos efeitos atmosféricos. A seta indica o sentido e os números são referentes às amostras.

Tabela 1 – Resultado do ATG para quantificação dos teores de caulinita e de gibbsita

Amostra	Gibbsita (%)	Caulinita (%)	Caulinita/(Caulinita+Gibbsita)
1	11,68	32,81	0,74
2	13,84	34,53	0,71
3	14,10	52,95	0,79
4	11,71	57,99	0,83
5	13,18	60,79	0,82
6	14,16	60,14	0,81
7	14,22	55,61	0,80
8	16,30	54,75	0,77
9	18,64	55,47	0,75
10	19,02	53,17	0,74
11	22,86	52,59	0,70
12	23,27	54,53	0,70
13	25,66	55,04	0,68

A aplicação do índice RCGb sobre as imagens corrigidas com os métodos Green e ATREM e na imagem radiância mostra que os resultados são altamente correlacionáveis, sendo isso comprovado com a utilização da matriz de correlação de Pearson (tabela 2). As seqüências obtidas para cada um dos métodos apresentam 61 pixels e os coeficientes de correlação entre os métodos foram extremamente elevados: 99%. Isso pode ser visualizado por meio da figura 3, que representa as seqüências obtidas para as três imagens.

Tabela 2 - Matriz de Correlação de Pearson

	Radiância	Green	ATREM
Radiância	1,000		
Green	0,999	1,000	
ATREM	0,999	0,999	1,000

Número de observações: 61

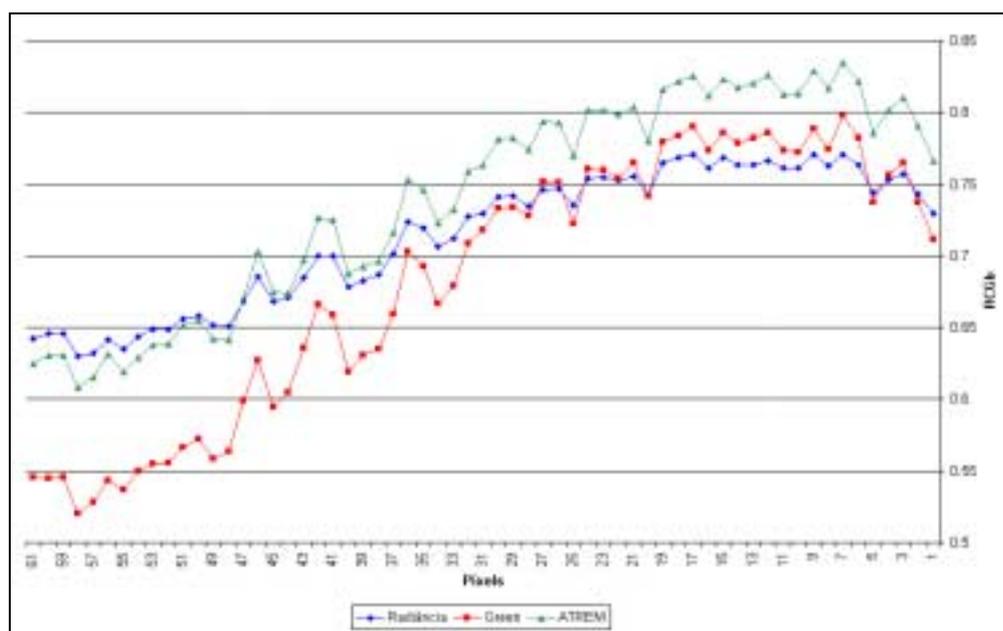


Figura 3 – Sequência de valores de RCGb obtidos para as imagens corrigidas pelos métodos Green e ATREM e para a imagem radiância.

Há uma tendência de aumento do valor da relação caulinita/(caulinita+gibbsita) a partir do primeiro ponto e depois uma tendência de decréscimo em direção ao último. Foram então selecionados os pontos das seqüências com espaçamento de 100 metros para posterior correlação com as amostras coletadas no campo e com seus teores de caulinita e de gibbsita quantificados por meio de ATG (tabela 1)

Para a regressão linear adotou-se os valores da relação caulinita/(caulinita+gibbsita) obtidos por ATG como variável dependente e os valores de RCGb como variável independente. A regressão entre os dados de ATG e os de RCGb da imagem radiância apresentou um coeficiente de correlação de 78% e a função descrita foi  $Y = 0,703326 * X + 0,182955$ . Entre o ATG e o RCGb da imagem corrigida pelo método Green ocorreu o mesmo coeficiente da regressão anterior ( $r=0,78$ ), porém a função descrita foi  $Y = 1,37779 * X - 0,356393$ . A regressão que apresentou o menor coeficiente de correlação foi a realizada entre os dados de ATG com os de RCGb da imagem corrigida pelo ATREM, porém muito próximo aos das outras duas imagens ( $r=0,76$ ) ( $Y = 1,06991 * X - 0,0663213$ ), pois o espectro da imagem corrigida com ATREM é mais ruidoso, o que pode influenciar na correlação.

A figura 4 apresenta os valores de RCGb dos 13 pontos amostrados com espaçamento de 100 m no campo e os valores de RCGb obtidos nos dados AVIRIS, corrigidos e não corrigidos, dos efeitos atmosféricos. Nota-se uma diferença sensível de tendência do gráfico nos pontos 2, 3 e 12 dos dados de quantificação mineral por ATG e para os dados AVIRIS. Isso se explica pelo fato de que, para os dados AVIRIS, são coletados os valores médios de 4 pixels porque é muito difícil acertar exatamente o ponto coletado que, mesmo georreferenciado por meio de GPS, tinha uma precisão de  $\pm 100$  m na época da coleta. Além disso, deve-se evitar o georreferenciamento dos dados hiperespectrais porque a reamostragem pode deteriorar os espectros.

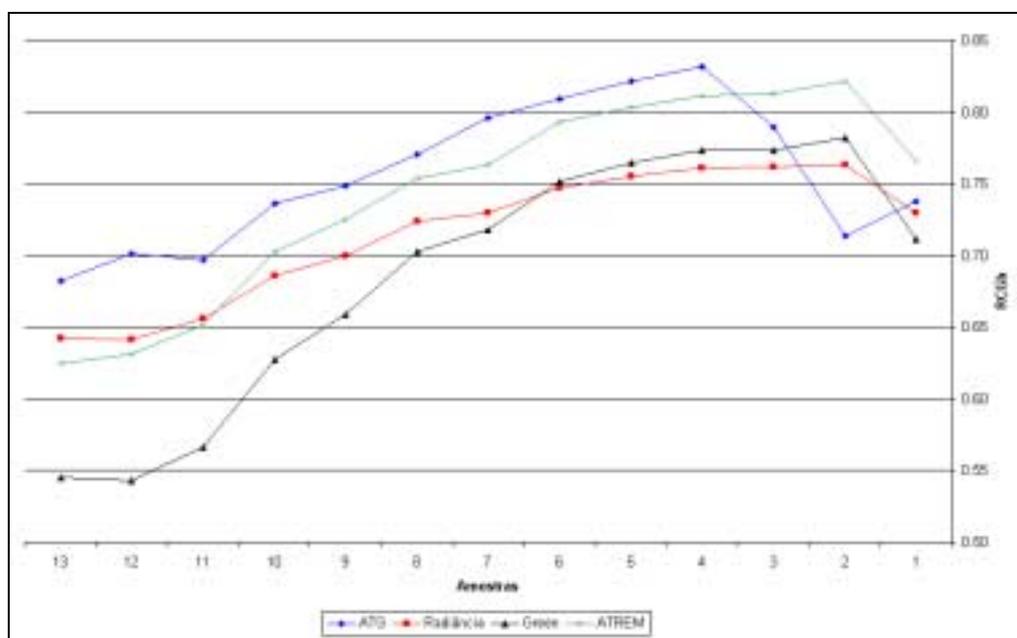


Figura 4 – Valores de RCGb obtidos por meio do ATG, da imagem radiância, da imagem corrigida pelo método Green e pelo ATREM.

As imagens corrigidas pelos métodos Green e ATREM e a imagem radiância foram concatenadas e os dados foram reagrupados em classes de valores de RCGb, ou seja, um índice

proporcional à relação caulinita/(caulinita+gibbsita) e que, como pôde ser visto na figura 4, são valores muito próximos aos quantificáveis em laboratório. A figura 5 apresenta as imagens concatenadas e reagrupadas em classes de valores de RCGb.

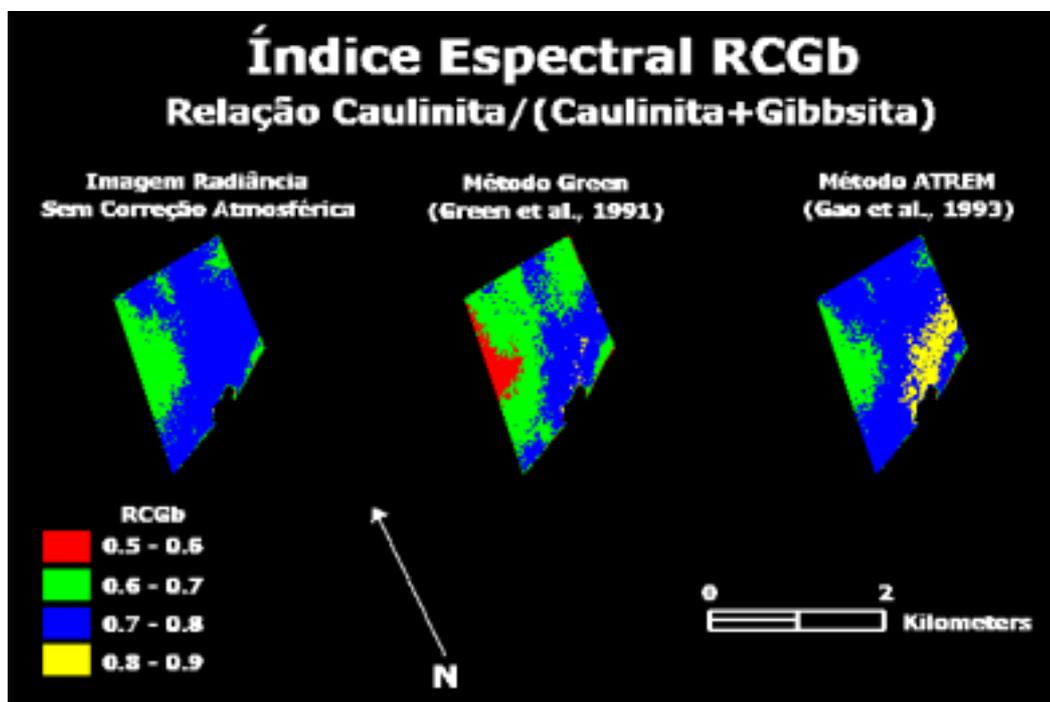


Figura 5 – Resultado da concatenação e reagrupamento de valores de RCGb.

Pode-se notar que existe uma variação significativa das áreas das classes de RCGb de um método para o outro. Mesmo sendo a regressão que apresentou menor coeficiente de correlação com os dados quantificados por ATG, a imagem corrigida pelo método ATREM é a que mais se aproxima da realidade, ou seja, mesmo sendo todos os solos cauliniticos, eles apresentam essa variação.

#### 4 – Conclusões

O presente trabalho apresentou os dois métodos mais utilizados para a correção atmosférica dos dados AVIRIS e redução dos dados de radiância em reflectância de superfície. Foram apresentados os algoritmos dos dois métodos, bem como os procedimentos de utilização.

Foram analisados os efeitos da correção atmosférica na utilização do índice espectral RCGb, proporcional à relação caulinita/(caulinita+gibbsita) (Baptista 2000) e foram realizadas regressões lineares entre os dados quantificados por ATG e os dados das imagens corrigidas pelos métodos Green e ATREM e os dados da imagem radiância ou sem correção dos efeitos atmosféricos. Os coeficientes de correlação foram bastante satisfatórios e muito próximos, com variação de apenas 2%.

Um aspecto importante de salientar e que pôde ser comprovado nesse trabalho para os dados de São João D'Aliança é que os dados de radiância são tão bons quanto os corrigidos para efeito do cálculo do índice RCGb. Isso vai contra o que se percebe na comunidade de sensoriamento remoto hiperespectral, que afirma categoricamente que os dados sem correção dos efeitos de espalhamento e de absorção atmosféricos não podem ser utilizados.

Convém lembrar que mais de vinte anos de trabalho com os sensores multiespectrais se passaram e na grande maioria dos casos a modelagem era feita com dados de radiância convertidos para números digitais e sem correção atmosférica. Na área de quantificação de mineralogia de solos, o trabalho precursor, o de Madeira Netto (1993), utilizou o sensor TM5 do Landsat e solucionou de forma muito eficiente os sesquióxidos de ferro e sem correção atmosférica.

Entende-se que, se o trabalho busca a similaridade dos espectros da imagem com espectros de *endmembers* de bibliotecas espectrais de referência, ou se o estudo utiliza imagens de datas diferentes ou sob condições atmosféricas diferentes, é importante que se realize a correção atmosférica como forma de normalização dos dados. Mas se o trabalho visa à aplicação de índices espectrais para realce, identificação ou mesmo quantificação de *endmembers*, a correção atmosférica, caso não seja bem feita, pode estar introduzindo ruídos nos dados, deteriorando-os e reduzindo a eficiência dos processamentos.

No caso de São João D'Aliança pôde-se mostrar que é indiferente a utilização ou não de métodos de correção atmosférica e de redução para reflectância de superfície e que, dependendo da disponibilidade de tempo ou de recurso, pode-se optar por trabalhar com os dados brutos ou imagem radiância.

### Referências Bibliográficas

- Baptista, G.M.M. (2000). Mapeamento e Quantificação da Relação Mineralógica Caulinita/(Caulinita+Gibbsita) de Solos Tropicais, por meio dos Dados do Sensor Hiperespectral AVIRIS (JPL/NASA). Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, DF.
- Baptista, G.M.M.; Martins, E.S.; Madeira Netto, J.S.; Carvalho Jr., O.A.; Meneses, P.R. (1998). Use of AVIRIS Data for Mineralogical Mapping in Tropical Soils, in the District of São João D'Aliança, Goiás. In: NASA/JPL, Seventh Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS) Workshop. JPL Publications 97-21, vol.1, pp. 33-42.
- Clark, R.N.; Swayze, G.A.; Heidebrecht, K.; Green, R.O.; Goetz, A.F.H. (1995). Calibration to surface reflectance of terrestrial imaging spectrometry data: comparison of methods. *Summaries of the Fifth Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS) Workshop*. JPL Publications 95-1, vol.1, pp. 41-42.
- Gao, B.C.; Heidebrecht, K.B.; Goetz, A.F.H. (1993). Derivation of scaled surface reflectances from AVIRIS data. *Remote Sensing of Environment*. 44:165-178.
- Gao, B.C.; Heidebrecht, K.B.; Goetz, A.F.H. (1999). *ATmosphere REMoval Program (ATREM) User's Guide, Version 3.1*. CSES/CIRES/University of Colorado. Boulder.
- Green, R.O.; Conel, J.E.; Margolis, J.S.; Brugge, C.J.; Hoover, G.L. (1991). An Inversion Algorithm for Retrieval of Atmospheric and Leaf Water Absorption from AVIRIS Radiance with Compensation for Atmospheric Scattering, Proceedings of the Third Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS) Workshop, JPL Publications 91-28, pp. 51-61.

Madeira Netto, J. S. (1993). *Étude Quantitative des Relations Constituants Minéralogiques – Réflectance Diffuse des Latosols Brésiliens: Application à l'utilisation pédologique des données satellitaires TM (Région de Brasilia)*. 1 ed. Paris, Éditions de l'ORSTOM.

Vermote, E.; Tanré, D.; Deuzé, J.L.; Herman, M.; Morcrette, J.J. (1995). *Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum (6S), User's Guide. Version 1*. Laboratoire d'Optique Atmosphérique, França.

Vermote, E.; Tanré, D.; Deuzé, J.L.; Herman, M.; Morcrette, J.J. (1997). *Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum (6S), User's Guide. Version 2*. Laboratoire d'Optique Atmosphérique, França.