

Espectroradiometria de reflectância aplicada à análise quantitativa da mineralogia do depósito N4W, Província Mineral de Carajás, Pará, Brasil.

Elias Martins Guerra Prado^{1,2}
Adalene Moreira Silva¹
Diego Fernando Ducart¹
Catarina Labouré Bemfica Toledo¹
Luciano Mozer de Assis³

¹ Universidade de Brasília - UnB
CEP 70910-900 – Brasília - DF, Brasil
{adalene, diegoducart, catarinatoledo}@unb.br

² Serviço Geológico do Brasil - CPRM
CEP 78904-300 – Porto Velho - RO, Brasil
elias.prado@cprm.gov.br

³ Exploração Mineral de Ferrosos, Vale S.A.
CTF - Miguelão, Fazenda Rio de Peixe, s/nº, Nova Lima-MG, CEP: 34.000-000
luciano.assis@vale.com

Abstract. A quantitative measurement of mineral abundances and mineral physicochemistries using visible-near to shortwave infrared reflectance spectra (400-2,500 nm wavelength region) is a powerful tool on mineral exploration. Spectral reflectance measurements of drill core samples from the N4W world-class iron deposit, located within the Carajás mineral province, were validated against X-ray fluorescence (XRF) and geochemical data. The reflectance data were collected using an ASD FieldSpec spectroradiometer from 10 diamond drill cores. The mineralogy of the deposit comprises hematite, with lesser amounts of magnetite and variable amounts of goethite, quartz, kaolinite, gibbsite, smectite, talc, carbonate and chlorite. Iron ore mineralogy was extracted from the infrared spectroscopic reflectance data using the geometry (depth/wavelength) of continuum-removed reflectance spectra, with depths of absorption features proportional to mineral abundance and wavelength positions proportional to chemical composition. The diagnostic spectral absorption features for each mineral, are used to determine its mineral abundance and composition. Final products include: iron (oxyhydr-)oxide content (root mean square error (RMSE) 15,8 % Fe); Al clay content (RMSE 6 % Al₂O₃); talc content (RMSE 8 % MgO); clay mineral type (kaolinite, montmorillonite, gibbsite); carbonate composition (dolomite vs. calcite); and chlorite composition (Mg vs. Fe). The N4W infrared reflectance spectroscopy-based mineral abundance and composition results have been used to characterize the N4W iron deposit, with implications for exploration, mining, and ore genesis.

Palavras-chave: reflectance spectroscopy, quantitative spectroscopy, iron ore, geology, espectroscopia de reflectância, espectroscopia quantitativa, depósito de ferro, geologia.

1. Introdução

A espectroradiometria de reflectância é uma técnica muito conhecida e efetiva para a identificação da mineralogia de depósitos minerais nas diferentes etapas da exploração mineral (Herrmann et al. 2001; Ducart et al., 2006; Silva et al., 2009; Harraden et al. 2013) A análise espectral destes depósitos permite o melhor entendimento das zonas mineralizadas, auxiliando, tanto no entendimento da distribuição espacial do minério, como dos contaminantes.

Além do mapeamento mineralógico, a análise espectral permite a quantificação dos minerais identificados. A quantificação pode ser feita através da correlação dos dados espectrais com bibliotecas espectrais, que apresentam espectros de amostras com composição mineralógica conhecida, ou através da correlação dos dados espectrais com dados

independentes, como fluorescência de raio-X (Clark e Roush, 1984; Cudahy et al., 2008; Haest et al., 2012).

Este trabalho tem como objetivo desenvolver o uso da espectroradiometria de reflectância na exploração do depósito de ferro N4WS, situado na Província Mineral de Carajás. Para tanto, efetuou-se um estudo espectral em testemunhos de sondagem de N4WS. A integração com dados geoquímicos coletados no mesmo intervalo das medições permitiu o modelamento qualitativo e quantitativo da mineralogia do depósito.

2. Metodologia

As amostras deste estudo foram coletadas de 10 testemunhos de sondagem do depósito N4W. Amostras representativas de 15 cm foram retiradas a cada 2 m (1766 amostras). A metade de cada amostra foi separada para análise geoquímica (XRF). Algumas amostras foram selecionadas para a confecção de lâminas delgadas, com o intuito de validar os minerais identificados pela análise espectral.

O espectro de reflectância das amostras foi medido utilizando espectrorradiômetro de reflectância FieldSpec3 Hi-Res[®] (ASD; 5111 medidas). As medidas foram realizadas utilizando a sonda de contato, que apresenta como fonte de luz uma lâmpada de halogênio. A janela de aquisição da sonda de contato tem área de 1 cm², e o espectro salvo representa a média de 75 espectros coletados na mesma área. O dispositivo coleta os espectros em três módulos, um cobrindo os comprimentos de onda do visível ao infravermelho próximo (VNIR: 350-1.000 nm) e dois cobrindo o infravermelho de ondas curtas (SWIR: 1.000-2.500 nm). O intervalo de amostragem do espectrômetro é de 1,4 nm no VNIR e de 2,0 nm do SWIR, com uma precisão de comprimento de onda de $\pm 0,5$ nm. A resolução espectral é de 3 nm no VNIR, e 8 nm no SWIR. Os espectros coletados pelo ASD são convertidos de radiação para reflectância utilizando o sinal do SpectralomTM, coletado por meio de uma calibração feita a cada 20 minutos durante a coleta dos dados.

2.1. Análise dos Dados Espectrais

A luz ao interagir com um mineral ou rocha, é preferencialmente absorvida em certos comprimentos de onda, enquanto que em outros comprimentos de onda é transmitida. Reflectância é definida como a razão entre a intensidade de luz refletida pela amostra e a intensidade de luz incidente (Van der Meer, 2004). Processos de transição eletrônica e transferência de carga (ex. mudança no estado eletrônico de elétrons ligados a átomos ou moléculas) associados a íons de metais de transição como Fe, Ti, Cr, etc., determinam, em grande parte, a posição das feições diagnósticas de absorção dos espectros de alguns minerais na região do VNIR e SWIR (Hunt, 1977). Processos de vibração relacionados à H₂O e OH⁻, também produzem feições de absorção características no SWIR (Hunt, 1977).

A posição, forma e profundidade destas feições de absorção são controladas pela estrutura cristalina em que estes átomos e moléculas absorventes se encontram, e pela estrutura química do material. Logo, as variáveis que caracterizam estas feições de absorção (parâmetros espectrais) podem ser diretamente correlacionadas com a composição química e estrutura cristalina da amostra (Van der Meer, 2004).

A posição da feição de absorção é definida como o comprimento de onda em que a feição de absorção chega ao mínimo de reflectância da curva, e a posição de uma feição de reflectância é definida como o comprimento de onda em que a feição chega ao máximo de reflectância da curva. A profundidade da feição de absorção foi calculada neste estudo utilizando o método de Clark e Roush (1984), subtraindo o valor de reflectância do mínimo da curva polinomial pelo valor de reflectância do contínuo no mesmo comprimento de onda, e dividindo este valor pela reflectância do contínuo. Quando a feição de absorção não está presente no espectro analisado, o valor da profundidade é próximo ou igual a zero, indicando

a ausência do mineral investigado. O fator de assimetria da feição é definido por Van der Meer (2004) como a razão entre as áreas a direita e a esquerda do comprimento de onda de mínima reflectância. A inclinação de uma determinada região do espectro é calculada obtendo o coeficiente angular da reta tangente a esta região.

Os dados foram analisados através do *software* comercial “The Spectral Geologist” (TSG Core™ 7.1.0.062). O *software* foi utilizado para processar os dados espectrais de reflectância, obter os parâmetros espectrais e extrair as informações de abundância mineral, composição e cristalinidade. Inicialmente, foram calculados parâmetros espectrais de feições de absorção individuais como a profundidade, o comprimento de onda ou a razão entre bandas espectrais (Tabela 1). Estes parâmetros foram então integrados para gerar as informações de abundância, composição e cristalinidade dos minerais (Tabela 2). Além dos parâmetros espectrais desenvolvidos neste trabalho, alguns parâmetros foram baseados nos propostos por Haest et al. (2012), e adaptados ao projeto.

3. Resultados e Discussão

O *script* de abundância de (hidrox-)óxidos de ferro (900D, Tabela 1) foi comparado com a % Fe das análises de XRF dos testemunhos de sondagem. A profundidade da feição de absorção de ~900 nm (900D, Tabela 1), obtida pelo *script* mostrou correlação significativa com os dados do XRF, apesar de apresentar um grande espalhamento dos dados. Haest et al. (2012), observou que a profundidade da feição de absorção de ~900 nm é correlacionada com o albedo, resultando em valores de abundância subestimados em amostras mais escuras e valores superestimados em amostras mais claras.

O efeito do albedo da amostra no cálculo da profundidade da feição de absorção pode ser reduzido aplicando uma transformação. Neste caso, o *script* de abundância de óxido de ferro (900D) foi transformado em função do parâmetro N1650R, utilizando a seguinte razão: 900D/N1650R (Tabela 2). O novo *script* para abundância de (hidrox-)óxidos de ferro mostrou uma melhor correlação com o %Fe do XRF, e um polinômio de segunda ordem foi utilizado para a correlação (Figura 1A; 3598 amostras) com RMSE de 15,8 %Fe.

Com o intuito de entender o comportamento espectral das diferentes rochas analisadas, as amostras na Figura 1A foram coloridas de acordo com o tipo de rocha de sua descrição (jaspilito, hematitito, basalto, etc.). O gráfico mostra que os diferentes tipos de rocha se agruparam em três domínios. Os basaltos (B, Figura 1A), com menor porcentagem de Fe₂O₃ (4 a 35%), apresentaram valores do parâmetro 900D corrigido do albedo, variando de 0 a 0,6. Este parâmetro para os jaspilitos (JP, Figura 1A) que apresentam porcentagem de Fe₂O₃ intermediária (40 a 65%), variou de 0,6 a 1,4. O hematitito (HF, Figura 1A), que representa o minério de alto teor do depósito, apresenta elevada porcentagem de Fe₂O₃ (>90%), e a abundância de (hidrox-)óxido de ferro calculada pelo parâmetro 900D corrigido do albedo maior que 1,4. Desta maneira, a análise espectral além de fornecer uma estimativa do conteúdo de ferro da amostra, pode ajudar na diferenciação do minério das demais rochas do depósito.

A acurácia dos *scripts* 2200DK e 2260D (Tabela 1), para mensurar a quantidade de caulinita e gibisita, respectivamente, foi avaliada utilizando a porcentagem de Al₂O₃ das análises de XRF dos testemunhos de sondagem.

Tabela 1. *Scripts* para extração das informações espectrais (razão de bandas, profundidade de absorção, comprimento de onda do mínimo de absorção, etc.) de feições de absorção individuais (modificado de Haest et al. 2012).

Parâmetro	Função	Script
600_700SL 900D	Identificar (hidrox-)óxidos de Fe Identificar e quantificar (hidrox-)óxidos de Fe	PFIT: Inclinação do contínuo entre 600-740 nm PFIT: Profundidade do espectro removido do contínuo, calculado utilizando um polinômio de quinta ordem entre 750-1250 nm, com foco entre 800-1020 nm
900Wvl	Diferenciar Hematita-Goetita	PFIT: Comprimento de onda do espectro removido do contínuo, calculado utilizando um polinômio de quarta ordem entre 750-1050 nm, com foco entre 800-1020 nm
N1650R 2160D2190	Albedo Diferenciar minerais do grupo do caulim de outros filossilicatos de Al (ex. montmorillonita)	PROFILE: Reflectância média em 1650 ± 100 nm ARITH: $(R2136+R2188)/(R2241+R2171)$
2200D _k	Identificar e quantificar Caulinita	PFIT: Profundidade do espectro removido do contínuo, calculado utilizando um polinômio de décima segunda ordem entre 2230-2245 nm, com foco entre 2200-2215 nm
2170SL 2200D _s	Índice de cristalinidade da caulinita Identificar e quantificar esmectita	ARITH: $R2180/R2166$ PFIT: Profundidade do espectro removido do contínuo, calculado utilizando um polinômio de décima ordem entre 2150-2267 nm, com foco entre 2193-2225 nm
2260D	Identificar e quantificar gibisita	PFIT: Profundidade do espectro removido do contínuo, calculado utilizando um polinômio de décima segunda ordem entre 2115-2475 nm, com foco entre 2235-2300 nm
1450D	Identificar gibisita	PFIT: Profundidade do espectro removido do contínuo, calculado utilizando um polinômio de décima segunda ordem entre 1350-1710 nm, com foco entre 1430-1467 nm
1400D	Identificar talco	PFIT: Profundidade do espectro removido do contínuo, calculado utilizando um polinômio de oitava ordem entre 1380-1460 nm, com foco entre 1390-1420 nm
2380D 2310D	Identificar talco Identificar e quantificar talco	ARITH: $(R2365+R2415)/(R2381+R2390)$ PFIT: Profundidade do espectro removido do contínuo, calculado utilizando um polinômio de décima segunda ordem entre 2242-2342 nm, com foco entre 2305-2320 nm
2250D 2335D	Identificar clorita Identificar e quantificar clorita	ARITH: $(R2227+R2275)/R2241+R2259$ PFIT: Profundidade do espectro removido do contínuo, calculado utilizando um polinômio de décima segunda ordem entre 2171-2439 nm, com foco entre 2300-2379 nm
2335Wvl	Composição da clorita	PFIT: Comprimento de onda do espectro removido do contínuo, calculado utilizando um polinômio de décima segunda ordem entre 2272-2381 nm, com foco entre 2310-2370 nm
2330D	Identificar e quantificar carbonatos	PFIT: Profundidade do espectro removido do contínuo, calculado utilizando um polinômio de décima ordem entre 2250-2360 nm, com foco entre 2310-2345 nm
2330De 2330Wvl	Identificar carbonatos Composição do carbonato	ARITH: $(R2265+R2349)/(R2316+R2333)$ PFIT: Comprimento de onda do espectro removido do contínuo, calculado utilizando um polinômio de décima ordem entre 2300-2360 nm
2330Asym	Identificar carbonato	PFIT: Simetria da curva espectral removida do contínuo, calculado utilizando um polinômio de oitava ordem entre 2120-2370 nm, com foco entre 2235-2370 nm

O parâmetro espectral 2200DK, quando comparado com a porcentagem de Al_2O_3 , mostrou correlação linear significativa com RMSE de 6,0% de Al_2O_3 (Figura 1B; 788 amostras). O *script* 2260D mostrou correlação linear baixa, com RMSE maior, de 10,4% de Al_2O_3 (Figura 1C), devido ao menor número de amostras (205). A acurácia obtida está no intervalo de erro entre 5 a 10% observado por Zhang et al. (2001) durante seu estudo na quantificação de argilas, utilizando feições de absorção relacionadas a argilas no SWIR.

Tabela 2. Produtos espectrais implementados neste estudo para extrair abundância mineral e informação composicional dos testemunhos de sondagem

Nome	Minerais detectados	Script base	Filtros/Mascaras	Trend de correlação	Acurácia
Abundância de (hidrox-)óxidos de Fe (Fe-ox _{ab})	Hematita, Goetita	900D transformado em função de N1650R (900D/N1650R)	900D >= 0,025 600_740SL > 0	% Fe total = -6,5637 * (Fe-ox _{ab}) ² + 46,573 * (Fe-ox _{ab}) + 18,35	15,8 % Fe total
Distribuição de Hematita-goetita	Razão hematita/goetita	900Wvl	600_740SL > 0		
Abundância de caulinita	Caulinita	2200D _K	2200D _K >= 0,02 2160D2190 > 0,001	% Al ₂ O ₃ = 69,543 * (2200D _K) + 9,8152	6 % Al ₂ O ₃
Cristalinidade da caulinita	Caulinita	2170SL	2200D _K >= 0,02 2160D2190 > 0,001		
Abundância de Al-esmectita	Al-esmectita	2200D _S	2200D _S >= 0,006 2160D2190 < 0,001 1400D > 0,0039		
Abundância de gibisita (gib_abun)	Gibisita	2260D	2260D > 0,009 1450 > 0,011	% Al ₂ O ₃ = 139,67 * (2260D) + 7,1136	10 % Al ₂ O ₃
Abundância de talco	Talco	2310D	2310D > 0,02 1400D > 0,0039 2380D > 1	% MgO = 24,354 * (2310D) + 3,7029	8 % MgO
Abundância de clorita	Clorita	2335D	2335D > 0,02 gib_abun = 0 2250D > 1		
Composição da clorita	Clorita	2335Wvl	2335D > 0,02 gib_abun = 0 2250D > 1		
Abundância de carbonato	Calcita, dolomita	2330D	2330D >= 0,007 2330De > 1,003 2330Asym > 1,11 2250D < 1,004 2380D < 1	% MgO + % CaO = 74,948 * (2330D) + 1,6862	7 % (MgO + CaO)
Composição do carbonato	Calcita, dolomita	2330Wvl	2330D >= 0,007 2330De > 1,003 2330Asym > 1,11 2250D < 1,004 2380D < 1		

O *script* de abundância das Al-esmectitas não pode ser correlacionado com a porcentagem de Al₂O₃ medida no XRF, devido a pequena profundidade da feição de absorção de ~2200 nm (2200DS) da maioria das amostras analisadas.

A feição de absorção de ~2310 nm (2310D), utilizada no *script* de abundância de talco foi correlacionada com a %MgO obtida nas análises de XRF dos testemunhos de sondagem (Figura 1D; 242 amostras). O *script* 2310D mostrou uma correlação significativa com a %MgO das análises de XRF, apresentando um RMSE de 7,9% de MgO. Algumas amostras com a %MgO das análises de XRF elevada, possuem a profundidade da feição de ~2310 nm (2310D) baixa. A distribuição heterogênea do talco nas amostras dificulta a obtenção de espectros que representem a composição química de toda a amostra, levando à obtenção de espectros na mesma amostra em regiões com concentração de talco distinta.

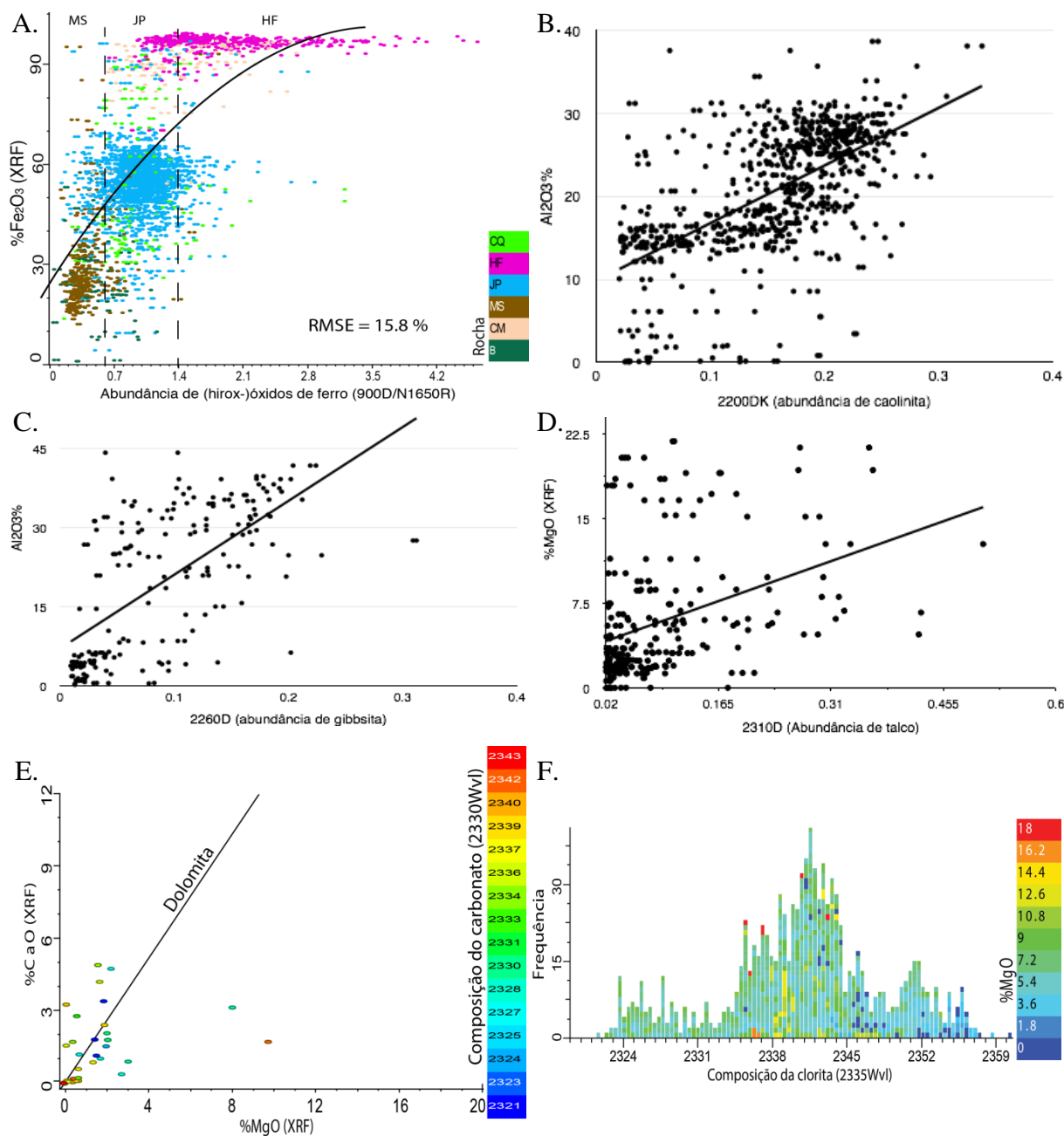


Figura 1. A. Correlação entre o *script* de abundância de (hidrox-)óxidos de ferro transformado em função do albedo (900D/N1650R) e a %Fe das análises de XRF mostrado a curva de regressão. 3598 amostras. As amostras estão coloridas de acordo com o tipo de rocha. CQ: canga química; HF: hematítico; JP: jaspilito; MS: máfica semidecomposta; CM: canga de minério; B: basalto. B. Correlação entre a abundância de caulinita (2200DK) e a %Al₂O₃ (XRF; 788 amostras). C. Correlação entre a abundância de gibbsita (2260D) e a %Al₂O₃ (XRF; 205). D. Correlação entre a abundância de talco (2310D) e a %MgO (XRF) em 242 amostras. E. %CaO vs. %MgO medidas com XRF, para as amostras com carbonato identificado através do espectro de reflectância pelo *script* 2330D. As amostras estão coloridas de acordo com o comprimento de onda da feição de absorção de 2330 nm, obtida pelo *script* 2330Wvl. 70 amostras. F. Histograma com a distribuição da composição da clorita obtida pelo *script* 2335Wvl. O histograma esta colorido de acordo com a porcentagem de Mg obtida nas análises de XRF.

O *script* de abundância de carbonatos foi validado utilizando a soma da porcentagem de CaO e MgO obtida nas análise de XRF. A profundidade da feição de absorção de ~2330 nm (2330D) nos carbonatos mostrou baixa correlação com %CaO+%MgO obtida nas análises de XRF, apresentando RMSE de 6,8% de CaO+MgO. Entretanto, o numero reduzido de amostras com carbonatos, dificulta a correlação destes dados.

O *script* de composição dos carbonatos foi validado utilizando os dados de %CaO e %MgO das análises de XRF. A %CaO e a %MgO, das amostras que apresentavam carbonato,

estão presentes na Figura 1E, coloridas de acordo com o comprimento de onda da feição de 2330 nm (Composição dos carbonatos, Tabela 2). A linha na Figura 1E ($\text{CaO} = 1,6 \times \% \text{MgO}$) representa a linha em que as amostras de dolomita, com composição ideal ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$), deveriam estar. As amostras que se encontram ao longo desta linha apresentam a feição de absorção relacionada ao CO_3^{2-} (2330Wvl) entre 2321 e 2330 nm (azul a verde, Figura 1E), indicando carbonatos dolomíticos, com mais Mg (Gaffey, 1986; Clark et al., 1990), concordando com os resultados de XRF. As amostras que se encontram acima da linha da dolomita, apresentam a feição de 2330 nm em maiores comprimentos de onda, 2330-2343 nm, indicando carbonatos pobres em Mg, calcíticos (Gaffey, 1986; Clark et al., 1990), novamente concordando com o aumento da %CaO determinado pelas análises de XRF (Figura 1E).

A composição da clorita obtida pelo parâmetro 2335Wvl foi correlacionada com a %Mg das análises de XRF (Figura 1F). As amostras com comprimento de onda maior da feição de absorção de 2335 nm apresentaram menor porcentagem de Mg nas análises de XRF, e as amostras com menores comprimentos de onda da feição de 2335 nm apresentaram porcentagem de Mg maior nas análises. Desta forma, os resultados estão de acordo com o esperado, uma vez que o comprimento de onda da feição de absorção de 2335 nm é inversamente proporcional a quantidade de Mg na clorita.

4. Discussão e Conclusões

Este estudo mostrou que a espectroscopia de reflectância no VNIR-SWIR pode ser utilizada para caracterizar a mineralogia de um depósito de ferro.

Os parâmetros de abundância mineral obtidas neste trabalho, com acurácia entre 6 e 15,8 % (RMSE), mostram que este método pode ser de grande utilidade como uma estimativa rápida do conteúdo de ferro e de alguns minerais relacionados ao depósito.

Hillier (2000) mostrou que as análises quantitativas obtidas por XRD de argilas e outros minerais em arenitos, e em outras amostras de rochas em geral, são capazes de obter resultados com uma acurácia de $\pm 3\%$ com um grau de confiança de 95%. Estas rotinas com DRX, entretanto, necessitam de bastante tempo para a preparação das amostras e coleta dos dados, e mesmo depois problemas podem surgir (ex. orientação preferencial, mistura de esmectita diferentes, etc.). Portanto, é de grande valor a rápida análise espectral de testemunhos de sondagem para gerar as informações necessárias pelos geocientistas para a caracterização mineralógica dos ambientes geológicos. Além disso, a aplicabilidade universal destes scripts espectrais estão se tornando realidade a medida que estudos de validação como este vem sendo feito utilizando diferentes sistemas espectrais em ambientes geológicos distintos.

5. Referencias Bibliográficas

Adams, J.B.. Visible and near-infrared diffuse reflectance: spectra of pyroxenes as applied to remote sensing of solid objects in the solar system. **J. Geophys. Res.** 79, 4829–4836. 1974.

Adams, J.B.. Interpretation of visible and near-infrared diffuse reflectance spectra of pyroxenes and other rock forming minerals. In: Karr, C. (Ed.), **Infrared and Raman Spectroscopy of Lunar and Terrestrial Materials**. Academic Press, New York, pp. 91–116. 1975.

Burns, R. **Mineralogical Applications of Crystal Field Theory**, Second Edition, Cambridge University Press, Cambridge, 551p. 1993.

Clark, R.N., and Roush, T.L.. Reflectance spectroscopy-quantitative analysis techniques for remote-sensing applications: **Journal of Geophysical Research**, v. 89, p. 6329–6340. 1984.

Clark, R.N., King, T.V.V., Klejwa, M., Swayze, G.A., and Vergo, N., High spectral resolution reflectance spectroscopy of minerals: **Journal of Geophysical Research**, v. 95, p. 12653–12680. 1990.

Cudahy, T., Jones, M., Thomas, M., Laukamp, C., Caccetta, M., Hewson, R., Rodger, A., and Verrall, M.. **Next generation mineral mapping: Queensland Airborne HyMap and Satellite ASTER surveys 2006–2008**: Perth, Publicly Available Report P2007/364 (<http://c3dmm.csiro.au/NGMM/>), CSIRO Exploration and Mining, 152 p. 2008.

Ducart, D. F.. **Alteração hidrotermal do prospecto aurífero Cerro La Mina, Los Menucos, Patagônia, Argentina: geologia, sensoriamento remoto e isótopos estáveis**. Tese de doutorado em Geociências. Universidade Estadual de Campinas, Campinas-SP, 173. 2006.

Gaffey, S.J.. Spectral reflectance of carbonate minerals in the visible and near-infrared (0.35 to 2.55 microns): Calcite, aragonite, and dolomite. **American Mineralogist**, v. 71, p. 151–162. 1986.

Grainger, C. J., Grooves, D. I., Tallarico, F. B., & Fletcher, I. R.. Metallogenesis of the Carajás mineral province, southern Amazon craton, Brazil: Varying styles of Archean through Paleoproterozoic to Neoproterozoic base- and precious-metal mineralization. **Ore Geology Reviews**, 33, 451–484. 2008.

Haest, M., & Cudahy, T.. Quantitative mineralogy from infrared spectroscopic data. I. Validation of mineral abundance and composition scripts at the rocklea channel iron deposit in Western. **Economic Geology**, 107(1983), 209–228. Retrieved from <http://gsecongeo.highwire.org/content/107/2/209.short>. 2012

Harraden C. L., Brian A. McNulty, Melissa J. Gregory, and James R. Lang.. Shortwave Infrared Spectral Analysis of Hydrothermal Alteration Associated with the Pebble Porphyry Copper-Gold-Molybdenum Deposit, Iliamna, Alaska **Economic Geology**, v. 108, p. 483-494, doi:10.2113/econgeo.108.3.483. 2013.

Herrmann, W., Blake, M., Doyle, M., Huston, D., Kamprad, J., Merry, N. and Pontual, S.. Short wavelength infrared (SWIR) spectral analysis of hydrothermal alteration zones associated with base metal sulfide deposits at Rosebery and Western Tharsis, Tasmania, and Highway-Reward, Queensland. **Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists**, 96 (5), 939-955. 2001.

Hillier, S.. Accurate quantitative analysis of clay and other minerals in sandstones by XRD: Comparison of a Rietveld and a reference intensity ratio (RIR) method and the importance of sample preparation. **Clay Minerals**, v. 35, p. 291–302. 2000.

Hunt, G.R.. Spectral signatures of particulate minerals in the visible and near-infrared. **Geophysics** 42, 501–513. 1977.

Silva, S. M. P.. **Espectroscopia de imageamento e gamaespectrometria aérea e terrestre de pegmatitos e granitos da porção sul da Província Pegmatítica da Borborema (PPB), nordeste do Brasil**. Tese de doutorado em Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas-SP, 173. 2009.

Van der Meer, F.. Analysis of spectral absorption features in hyperspectral imagery. **Int. J. Earth Observ. Geoinf.** 5 (1), 55– 68. 2004.

Zhang, G.Y., Wasyluk, K., and Pan, Y.M.. The characterization and quantitative analysis of clay minerals in the Athabasca Basin, Saskatchewan: Application of shortwave infrared reflectance spectroscopy. **Canadian Mineralogist**, v. 39, p. 1347–1363. 2001.