



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
Instituto de Geociências

JOÃO LUÍS CARNEIRO NALETO

MAPEAMENTO HIPERESPECTRAL DE ASSOCIAÇÕES MINERAIS RELACIONADAS
AO DEPÓSITO DE OURO DE PEDRA BRANCA, MACIÇO DE TROIA, CEARÁ

CAMPINAS

2018

JOÃO LUÍS CARNEIRO NALETO

MAPEAMENTO HIPERESPECTRAL DE ASSOCIAÇÕES MINERAIS RELACIONADAS
AO DEPÓSITO DE OURO DE PEDRA BRANCA, MACIÇO DE TROIA, CEARÁ

DISSERTAÇÃO APRESENTADA AO INSTITUTO DE
GEOCIÊNCIAS DA UNIVERSIDADE ESTADUAL DE
CAMPINAS PARA OBTENÇÃO DO TÍTULO DE MESTRE
EM GEOCIÊNCIAS NA ÁREA DE GEOLOGIA E
RECURSOS NATURAIS

ORIENTADOR: PROF. DR. CARLOS ROBERTO DE SOUZA FILHO

COORIENTADORA: DRA. MÔNICA MAZZINI PERROTTA

ESTE EXEMPLAR CORRESPONDE À VERSÃO FINAL
DA DISSERTAÇÃO DEFENDIDA PELO ALUNO JOÃO
LUÍS CARNEIRO NALETO E ORIENTADA PELO PROF.
DR. CARLOS ROBERTO DE SOUZA FILHO

CAMPINAS

2018

Agência(s) de fomento e nº(s) de processo(s): Não se aplica.

ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-4471-7631>

Ficha catalográfica
Universidade Estadual de Campinas
Biblioteca do Instituto de Geociências
Marta dos Santos - CRB 8/5892

N147m Naleto, João Luís Carneiro, 1982-
Mapeamento hiperespectral de associações minerais relacionadas ao depósito de ouro de Pedra Branca, Maciço de Troia, Ceará / João Luís Carneiro Naleto. – Campinas, SP : [s.n.], 2018.

Orientador: Carlos Roberto de Souza Filho.

Coorientador: Mônica Mazzini Perrotta.

Dissertação (mestrado) – Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.

1. Espectroscopia de reflectância. 2. Sensoriamento remoto. 3. Alteração hidrotermal. 4. Prospecção mineral. 5. Ouro. I. Souza Filho, Carlos Roberto, 1965-. II. Perrotta, Mônica Mazzini. III. Universidade Estadual de Campinas. Instituto de Geociências. IV. Título.

Informações para Biblioteca Digital

Título em outro idioma: Hyperspectral mapping of alteration minerals in the Pedra Branca gold deposit, Troia Massif, Ceará

Palavras-chave em inglês:

Reflectance spectroscopy

Remote sensing

Hydrothermal alteration

Prospecting

Gold

Área de concentração: Geologia e Recursos Naturais

Titulação: Mestre em Geociências

Banca examinadora:

Carlos Roberto de Souza Filho [Orientador]

Diego Fernando Ducart

Evandro Luiz Klein

Data de defesa: 16-08-2018

Programa de Pós-Graduação: Geociências



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

AUTOR: João Luís Carneiro Naletto

**MAPEAMENTO HIPERESPECTRAL DE ASSOCIAÇÕES MINERAIS RELACIONADAS
AO DEPÓSITO DE OURO DE PEDRA BRANCA, MACIÇO DE TROIA, CEARÁ**

ORIENTADOR: Prof. Dr. Carlos Roberto de Souza Filho

COORIENTADORA: Dra. Mônica Mazzini Perrotta

Aprovado em: 16 / 08 / 2018

EXAMINADORES:

Prof. Dr. Carlos Roberto de Souza Filho - Presidente

Prof. Dr. Diego Fernando Ducart

Dr. Evandro Luiz Klein

A Ata de Defesa assinada pelos membros da Comissão Examinadora,
consta no processo de vida acadêmica do aluno.

Campinas, 16 de agosto de 2018.

SÚMULA CURRICULAR

João Luís Carneiro Naletto concluiu curso de Graduação em Geologia pelo Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista em 2006.

Entre 2007 e 2010 trabalhou em projetos nas áreas de Geologia Ambiental e de Engenharia, como geólogo residente em obras de usinas hidrelétricas.

Desde 2010 trabalha no Serviço Geológico do Brasil – CPRM desenvolvendo atividades relacionadas ao mapeamento geológico regional, sensoriamento remoto e metalogenia.

Em 2016 ingressou no programa de pós-graduação da Universidade Estadual de Campinas e atualmente seus interesses estão concentrados nas aplicações da espectroscopia de reflectância e sensoriamento remoto hiperespectral em investigações geológicas.

AGRADECIMENTOS

Expresso meus agradecimentos ao Serviço Geológico do Brasil – CPRM, em especial à Diretoria de Geologia e Recursos Minerais e à Divisão de Sensoriamento Remoto e Geofísica pelo apoio financeiro e infraestrutura necessários à execução desta pesquisa. Agradeço a Antônio Maurilio Vasconcelos, Luiz Gustavo Rodrigues Pinto e Joseneusa Brilhante Rodrigues pelo auxílio nos trâmites burocráticos e apoio nas diversas etapas do trabalho.

Agradeço especialmente ao Prof. Dr. Carlos Roberto de Souza Filho e à Dra. Mônica Mazzini Perrotta pelo acolhimento, confiança, incentivo, paciência e fundamental orientação durante o desenvolvimento da pesquisa.

À Jaguar Mining e a Armando Massucatto pela disponibilização de testemunhos de sondagem e dados geoquímicos do Depósito de Ouro de Pedra Branca.

À Thaís Gasparin e à Jaqueline Lima pelo apoio na execução e organização das análises espectroscópicas pontuais.

Ao Prof. Dr. Celio Pasquini e à Cristiane Vidal pelo acesso e instruções ao uso do sensor SisuCHEMA.

À Wanessa Marques pelo apoio na preparação de amostras, ao Prof. Dr. Rômulo Simões Angélica pelas análises de DRX e à Liliane Mafra pela ajuda no processamento dos dados.

À Angela Lopes e à Vidya de Almeida pela ajuda no estudo petrográfico e ao Franciso Campos pelas sugestões no tratamento dos dados geoquímicos.

Ao Prof. Dr. Roberto Perez Xavier e ao Prof. Dr. Diego Fernando Ducart pelas críticas e sugestões durante o exame de qualificação.

Ao Felipe Grandjean da Costa pelo incentivo, apoio nos trabalhos de campo e imprescindíveis discussões geológicas.

Ao Manoel Augusto Correa da Costa pelas discussões e ajuda em todas as etapas do trabalho.

À Deborah Mendes pelo apoio na revisão e formatação final do trabalho.

Aos amigos da CPRM em Fortaleza e São Paulo e do IG-UNICAMP pelo companheirismo e apoio nessa jornada.

Agradeço aos meus pais e irmã, Adirlei, Ana e Carol, pelo exemplo, incentivo e suporte.

Agradeço especialmente à minha esposa e filha, Luciana e Ana Sofia, pelo amor, companheirismo, incentivo e paciência infinitos.

RESUMO

O depósito de ouro de Pedra Branca corresponde a uma descoberta recente realizada por projetos exploratórios privados na região do Maciço de Troia, setor setentrional da Província Borborema, região nordeste do Brasil. Compreende um depósito de ouro do tipo orogênico em fácies anfíbolito, hospedado no *greenstone belt* paleoproterozoico da Serra das Pipocas. Imagens hiperespectrais aéreas (sistema sensor ProSpecTIR™-VS) da região do depósito de ouro Pedra Branca, assim como dados espectroscópicos pontuais e de imageamento (instrumentos ASD-Fieldspec® e SisuCHEMA™) tomados de amostras de rocha representativas da área, foram utilizados nesta pesquisa com intuito de investigar padrões espectro-mineralógicos em associações minerais de alteração, em escalas de alvo exploratório e de depósito. Os dados de espectroscopia foram integrados com informações geológicas do depósito e também com resultados de difração de raios-X e de análises petrográficas, com objetivo de identificar tendências minerais e físico-químicas nos padrões de alteração, que possam ser úteis como guias prospectivos para a região. Os resultados indicam a ocorrência de uma assembleia de alteração hidrotermal principal, cálcio-silicatada, em rochas hospedeiras ferromagnesianas, consistente com assembleia de alteração típica de zona proximal em depósitos de ouro orogênico em fácies anfíbolito. Tendências composicionais nas micas brancas sugerem a ocorrência de uma fase de alteração hidrotermal posterior, a qual afetou as assembleias minerais preexistentes e cristalizou micas brancas ricas em Al em zonas estéreis e micas brancas pobres em Al em zona mineralizada. Análises espectroscópicas de amostras de afloramentos da área indicam que caulinitas bem cristalizadas e com substituição de Fe ocorrem como produto de alteração intempérica em amostras que contêm micas brancas pobres em Al e, portanto, poderiam configurar um guia prospectivo indireto para a mineralização, em escala de depósito. Os mapas minerais produzidos a partir do processamento das imagens hiperespectrais aéreas, combinados a resultados de geoquímica prospectiva em solo, suportam a interpretação de que a caulinita bem cristalizada pode ser utilizada como um guia para zonas mineralizadas, em rochas ferromagnesianas intemperizadas. Áreas-alvo para a prospecção aurífera na região podem ser apontadas a partir dos dados hiperespectrais aéreos pela identificação de misturas espectrais de nontronita e caulinita bem cristalizada. As informações levantadas nesta pesquisa sobre o comportamento espectro-mineralógico das associações minerais relacionadas ao depósito de ouro de Pedra Branca, a partir de análises espectroscópicas conduzidas em variadas escalas de observação e abordagem, demonstram que a Espectroscopia de Reflectância e o Sensoriamento Remoto Hiperespectral são técnicas apropriadas à prospecção mineral em regiões de cobertura vegetal e perfil intempérico típicos de condições climáticas semiáridas. Os resultados obtidos aqui fundamentam dados de referência para exploração aurífera no *greenstone belt* da Serra das Pipocas e, possivelmente, para outros depósitos de ouro orogênico em fácies anfíbolito.

Palavras-chave: Espectroscopia de reflectância; Sensoriamento remoto; Alteração hidrotermal; Prospecção mineral; Ouro.

ABSTRACT

The Pedra Branca gold deposit is a recent discovery conducted by private exploration projects in the Troia Massif of northern Borborema Province, Northeast Brazil. It comprises an amphibolite-facies orogenic gold deposit, hosted by the Paleoproterozoic Serra das Pipocas greenstone belt. Airborne hyperspectral images (ProSpecTIRTM-VS system) covering the Pedra Branca gold deposit, as well as point and imaging spectroscopic data (ASD-Fieldspec[®] and SisuCHEMATM instruments) from representative rock samples in the area were used in this study to investigate spectro-mineralogical patterns of alteration minerals at both exploration target and deposit scales. The spectroscopic data were integrated with geological information and also X-ray powder diffraction and petrography results, in order to reveal mineralogical and physicochemical alteration footprints that could guide the gold exploration in the region. The results indicate the occurrence of a main hydrothermal calc-silicate alteration in ferromagnesian host rocks, consistent with the proximal alteration assemblage typically found in amphibolite-facies orogenic gold deposits. White mica compositional trends suggest a later hydrothermal alteration event, which affected the pre-existing mineral assemblages and crystallized Al-rich white mica in distal areas and Al-poor white mica in the ore zone. Spectroscopic analyses of outcrop samples indicate that well-ordered kaolinite with Fe substitution occurs as a weathering product of Al-poor white mica-bearing samples, and therefore could be used as a proxy to mineralization at deposit scale. Mineral maps produced by processing of airborne hyperspectral images, combined to soil geochemical anomalies, further supports the notion that well-ordered kaolinite can be used as a proxy to mineralization in weathered ferromagnesian host rocks. Target areas for gold exploration can be pointed out by airborne hyperspectral data based on the identification of spectral mixtures of nontronite and well-ordered kaolinite. The information provided by this study on the spectro-mineralogical patterns of mineral associations related to the Pedra Branca gold deposit, by means of multi-scale spectroscopic analyses, demonstrate that reflectance spectroscopy and hyperspectral remote sensing are appropriate techniques for mineral exploration under semi-arid type weathering profile and vegetation cover. The results obtained here comprise baselines for gold exploration in the Serra das Pipocas greenstone belt, and possibly to other amphibolite-facies orogenic gold deposits.

Keywords: Reflectance spectroscopy; Remote sensing; Hydrothermal alteration; Prospecting; Gold.

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO 2 – FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Figura 1 - Diagrama esquemático ilustrando os vários tipos de depósito de ouro e seus ambientes geotectônicos. Os depósitos de ouro orogênico se desenvolvem em regiões de *forearc* em margens continentais convergentes, podendo também se desenvolver em sequências sedimentares de *back-arc* deformadas nas margens externas de cratons. Modificado de Goldfarb & Groves (2015). 21

Figura 2 - (a) Assinatura de reflectância no SWIR de amostra de caulinita. (b) Detalhe da feição de absorção. A profundidade é medida a partir da linha do contínuo até a máxima absorção; FWHM é a largura total medida a meia profundidade (modificado de Thompson *et al.* 1999). 28

Figura 3 - Principais bandas de absorção no SWIR (modificado de Pontual *et al.* 2008a). 29

Figura 4 - (a) Comparação entre espectros de cloritas ricas em Mg e Fe. Nota-se forte queda na reflectância entre 1.800 e 1.300 nm pela presença de Fe^{2+} na clorita (modificado de Thompson *et al.* 1999). (b) Espectros de caulinita ilustrando a variação na forma das feições com o aumento da cristalinidade (modificado de Pontual *et al.* 2008a). 30

Figura 5 – Principais subdivisões do espectro eletromagnético (modificado de Crósta *et al.* 2016)... 36

Figura 6 – Espectro de absorção da atmosfera (modificado de Goetz & Rowan 1981) 38

CAPÍTULO 3 – ESTUDO DE ESPECTROSCOPIA PONTUAL E DE IMAGEAMENTO NO DEPÓSITO DE OURO DE PEDRA BRANCA, MACIÇO DE TROIA, NORDESTE DO BRASIL: IMPLICAÇÕES PARA A EXPLORAÇÃO MINERAL DE DEPÓSITOS DE OURO OROGÊNICO HOSPEDADOS EM TERRENOS METAMORFIZADOS EM FÁCIAS ANFIBOLITO

Figure 1 - Simplified geologic framework of Troia Massif and Serra das Pipocas greenstone belt. A) Location of Borborema Province in South America continent; box outlines area shown in B. B) Schematic map of the Borborema Province illustrating its major subdivisions (modified from Brito Neves *et al.*, 2000; Arthaud *et al.*, 2008) and locations of Troia Massif in the Northern Borborema and study area. C) General geology of the study area with locations of Jaguar Mining's gold exploration targets, outcrop samples collected for spectroscopic analyses and areas investigated by airborne hyperspectral imaging. Geology modified from Costa *et al.* (2018). 58

Figure 2 - Schematic profile of the drill hole FCC-20 at Coelho target (location on Fig. 1C) illustrating the position of each sample collected for spectroscopic analyses, in relation to the lithologic groups intercepted and depths of ore zones. 67

Figure 3 – Photos and mineral maps produced from SisuCHEMA images of drill core samples from Coelho target. Representative spectra measured by ASD-Fieldspec (VNIR-SWIR) and endmembers employed in MTMF classification are illustrated with correspondent mineral interpretations. Numbered locations in the images indicate position of analyses as referred in Table 1 and in discussions in the text. 70

Figure 4 – Shifts in wavelength position of Al-OH spectral feature of white micas from “type I” and “type II” veins in the drill core samples from Coelho target, indicating compositional trends in relation to different lithological groups and alteration patterns along the drill hole profile..... 74

Figure 5 - Photomicrographs of thin sections from drill core samples. Images are in transmitted, plane polarized (A, B) and cross-polarized light (C–F). (A) Quartz-carbonate vein in amphibolite (sample FCC-20-G; G1 in Fig. 3), with feldspar, diopside and titanite. Hornblende partially replaces diopside. (B) Hornblende and biotite selvages on margins of quartz-carbonate + diopside + titanite vein in sample FCC-20-F (F1 in Fig. 3). Diopside occurs altered to hornblende and epidote. (C) Partial chloritization of biotite and sericitization of feldspar on quartz-carbonate vein in sample FCC-20-E (E1 in Fig. 3). (D) White mica crystal on quartz vein, with biotite, chlorite and sericitized feldspar and plagioclase (sample FCC-20-F; F3 in Fig. 3). (E) Sericitization of feldspar and plagioclase in quartz + sulfide vein from sample FCC-20-B (B2 in Fig. 3). (F) Zeolite occurring as fracture-filling mineral in sample FCC-20-H (H3 in Fig. 3). Bt: biotite; Cb: carbonate; Chl: chlorite; Di: diopside; Ep: epidote; Fsp: feldspar; Hbl: hornblende; Pl: plagioclase; Qz: quartz; S: sulfide; Ser: sericite; Ttn: titanite; Zeo: zeolite; Wmc: white mica..... 76

Figure 6 – Fe substitution and kaolinite crystallinity evaluations. Kaolinites were identified on weathered surfaces and results are presented in comparison to the mineral associations (color coded as legend in B and C) identified by spectroscopic analyses on the fresh surfaces of same outcrop samples. (A) Details of OH (left) and Al-OH (right) absorption regions on kaolinite spectral signatures illustrate differences in position and shape of diagnostic doublet absorptions due to crystallinity variation; Fe substitution causes an inflexion at 2240 nm. Results from the evaluation of OH doublet spacing (B) and from Senna Index (C). Spectral mixture with amphibole in sample LF-413 explains the lower than expected OH doublet spacing value, when compared to the Senna Index value for this sample. Absorptions at 2253 nm indicate mixtures with biotite and/or chlorite. Bt: biotite; Chl: chlorite; Ep: epidote; Hbl: hornblende; Wmc: white mica. 79

Figure 7 – Endmembers extracted from ProSpecTIR dataset, used as input for mineral mapping. Colors are standardized with the legend (SAM classes) in Fig. 8. Groups were defined based on the dominant spectral feature in the endmember spectra: (A) poorly ordered kaolinite (“Kaolinite-PX”) dominated group, (B) well-ordered kaolinite (“Kaolinite-WX”) dominated group, (C) kaolinite-montmorillonite spectral mixture (“KlnMnt”) dominated group, (D) white mica or montmorillonite (“Wmc/Mnt”) dominated group, (E) nontronite dominated group. (F) Detail of Al-OH absorption region highlighting the differences in spectral feature shapes used to discriminate the groups illustrated from (A) to (D) and mixtures in the group dominated by nontronite (E). (G) Examples of image-extracted endmembers dominated by SWIR absorption features related to dry plant materials, compared to dry vegetation spectral signatures from Elvidge (1990). Amp: amphibole; Chl: chlorite; Dry-vg: dry vegetation; Kln: kaolinite; Mnt: montmorillonite; Non: nontronite; Wmc: white mica. .. 80

Figure 8 – Spectral Angle Mapper (SAM) classification of ProSpecTIR mosaic image (location on Fig. 1C), showing the spectrally predominant mineral(s) at each pixel, overlaid on a grayscale stretched image of band 41 (638.6 nm) and a shaded relief image. The 22 mineral-related output classes (corresponding to the endmembers presented in Fig. 7A-E) were grouped after SAM

classification into the 14 classes for clarity. Geologic units and lithologic contacts are modified from Costa et al. (2018). Inset figure shows an expanded view of the mineral map over felsic units..... 84

Figure 9 – Expanded views (locations on Fig. 8) of the SAM mineral predominance map around Queimadas (A) and Coelho (B) targets and other areas of interest (C and D) over mafic units of the Serra das Pipocas greenstone belt. The mineral mapping results are spatially compared to soil geochemistry results provided by Jaguar Mining (unpublished data). Threshold values for gold grade classes were defined based on the gold anomaly map for the area from Lopez (2012). Geologic units and lithologic contacts are modified from Costa et al. (2018). Numbered locations are discussed in the text..... 86

Figure 10 – Same expanded views as Fig. 9, presenting the Mixture Tuned Matched Filtering (MTMF) apparent abundances for the “Nontronite + Kaolinite-WX” endmember (Fig. 7E), spatially compared to soil geochemistry results provided by Jaguar Mining (unpublished data). Mineral maps show classified MF scores for pixels with infeasibility values lower than 20 (pixels with MT scores greater than 20 were masked out). Threshold values for MF and MT scores were defined based on visual analysis of the scatterplot (MF versus MT scores). Threshold values for gold grade classes were defined based on the gold anomaly map for the area from Lopez (2012). Geologic units and lithologic contacts are modified from Costa et al. (2018). Locations numbered as in Fig. 9 for cross-correlation purposes..... 88

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO 3 – ESTUDO DE ESPECTROSCOPIA PONTUAL E DE IMAGEAMENTO NO DEPÓSITO DE OURO DE PEDRA BRANCA, MACIÇO DE TROIA, NORDESTE DO BRASIL: IMPLICAÇÕES PARA A EXPLORAÇÃO MINERAL DE DEPÓSITOS DE OURO OROGÊNICO HOSPEDADOS EM TERRENOS METAMORFIZADOS EM FÁCIES ANFIBOLITO

Table 1 - Results from mineral identification by spectroscopy, XRD and petrographic analyses on drill core samples (drill hole FCC-20) from the Coelho target. The precise position of analysis in each sample is illustrated in Fig. 3. Ab: albite; Bt: biotite; Cal: calcite; Cb: carbonate; Chl: chlorite; Clay: clay mineral; Cpx: clinopyroxene; Di: diopside; Ep: epidote; Fsp: feldspar; Grt: garnet; Hbl: hornblende; Il: illite; Mnt: montmorillonite; Non: nontronite; Ph: phengite; Pl: plagioclase; Py: pyrite; Qz: quartz; S: Sulfide; Sa: sanidine; Ser: sericite; Sme: smectite; Ttn: titanite; Wmc: white mica; Zeo: zeolite. Number in parentheses means the wavelength position of Al-OH absorption feature in white mica spectral signatures.	68
Table 2 - Minerals identified by point spectroscopic analyses of outcrop samples, organized by distinct lithological groups.	77

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 - ASPECTOS INTRODUTÓRIOS.....	16
1. Apresentação e justificativas	16
2. Objetivos.....	18
3. Síntese dos materiais e métodos	18
3.1. Materiais	18
3.2. Métodos	19
CAPÍTULO 2 – FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	20
1. Depósitos de ouro orogênico	20
1.1. Aspectos econômicos, distribuição mundial e classificação.....	20
1.2. Controle estrutural	21
1.3. Controle estratigráfico	22
1.4. Relações com o metamorfismo.....	23
1.5. Relações com o magmatismo	23
1.6. Modelo genético e origem dos fluidos.....	24
1.7. Dimensão e morfologia dos corpos	24
1.8. Paragêneses minerais	25
1.9. Alteração hidrotermal	25
2. Espectroscopia de reflectância.....	26
2.1. Assinaturas de reflectância e feições de absorção	27
2.2. Espectroscopia no VNIR e SWIR.....	28
2.2.1. <i>Identificação mineralógica</i>	28
2.2.2. <i>Variações de composição e cristalinidade</i>	29
2.3. Fatores que afetam os espectros.....	30
2.4. Processamento e análise de dados espectrais.....	31
3. Sensoriamento remoto multi e hiperespectral aplicado ao mapeamento mineral	33
3.1. Princípios do sensoriamento remoto	35
3.1.1. <i>Definição</i>	35
3.1.2. <i>Espectro eletromagnético e regiões relevantes para estudos geológicos</i>	35
3.1.3. <i>Interferências atmosféricas</i>	37
3.1.4. <i>Reflectância, emissividade e assinaturas espectrais</i>	38
3.1.5. <i>Resoluções das imagens</i>	39
3.1.6. <i>Resolução espectral e níveis de informação</i>	40
3.2. Sensores imageadores multiespectrais.....	40
3.2.1. <i>Série Landsat</i>	41
3.2.2. <i>ASTER</i>	42

3.2.3.	<i>WorldView-3</i>	42
3.2.4.	<i>Sentinel-2</i>	43
3.3.	Sensores imageadores hiperespectrais	44
3.3.1.	<i>Aerotransportados</i>	44
3.3.2.	<i>Orbitais</i>	44
3.4.	Pré-processamentos	45
3.4.1.	<i>Eliminação de ruídos</i>	45
3.4.2.	<i>Efeito “crosstalk”</i>	46
3.4.3.	<i>Efeito “smile”</i>	46
3.4.4.	<i>Correção atmosférica</i>	47
3.4.5.	<i>Suavização de espectros da imagem</i>	48
3.5.	Métodos de mapeamento espectral	48

CAPÍTULO 3 – ESTUDO DE ESPECTROSCOPIA PONTUAL E DE IMAGEAMENTO NO DEPÓSITO DE OURO DE PEDRA BRANCA, MACIÇO DE TROIA, NORDESTE DO BRASIL: IMPLICAÇÕES PARA A EXPLORAÇÃO MINERAL DE DEPÓSITOS DE OURO OROGÊNICO HOSPEDADOS EM TERRENOS METAMORFIZADOS EM FÁCIES ANFIBOLITO	52
--	----

1.	Introduction	54
2.	Study area	57
3.	Materials and methods.....	60
3.1.	Sample suite.....	60
3.2.	Point spectral measurements and absorption feature analysis	60
3.3.	Core-range hyperspectral measurements and data preprocessing	61
3.4.	Airborne hyperspectral measurements and data preprocessing	61
3.5.	Hyperspectral image processing	63
3.5.1.	<i>Endmember extraction</i>	63
3.5.2.	<i>Mineral mapping</i>	64
3.6.	Validation of spectro-mineralogical interpretations	65
3.7.	Soil geochemistry data.....	66
4.	Results	66
4.1.	Drill core samples (drill hole FCC-20 - Coelho target)	66
4.1.1.	<i>Point and imaging spectroscopy</i>	66
4.1.2.	<i>XRD and petrography</i>	75
4.2.	Outcrop samples	77
4.3.	Airborne imaging spectroscopy	79
4.3.1.	<i>Mineral interpretation of endmembers</i>	79
4.3.2.	<i>Mineral predominance map</i>	82

4.3.3. Mineral map correlations to soil geochemistry data.....	84
4.3.4. MTMF abundance map for “Nontronite + Kaolinite-WX” endmember.....	86
5. Discussion.....	88
5.1. Implications for mineral exploration	88
5.2. Methodological considerations	89
6. Conclusions	91
Acknowledgments	91
References.....	92
Appendix A.....	100
Appendix B.....	100
CAPÍTULO 4 – CONSIDERAÇÕES FINAIS	104
REFERÊNCIAS	106

CAPÍTULO 1 - ASPECTOS INTRODUTÓRIOS

1. Apresentação e justificativas

O depósito de ouro de Pedra Branca corresponde a uma descoberta recente, resultado de projetos exploratórios privados desenvolvidos nas sequências metavulcanossedimentares paleoproterozoicas da região central do Estado do Ceará (“*greenstone belt* da Serra das Pipocas”) (Lopez 2012; Costa *et al.* 2014, 2015a, 2015b, 2016; Sousa 2016; Sousa *et al.* 2017). Os trabalhos de prospecção iniciaram-se em 2007 e atualmente a empresa canadense Jaguar Mining detém a totalidade dos direitos de exploração na área.

Paralelamente aos projetos privados, o Serviço Geológico do Brasil - CPRM vem desenvolvendo atividades voltadas à avaliação do potencial mineral do Maciço de Troia (Brito Neves 1975; Costa *et al.* 2015b), que corresponde ao núcleo arqueano/paleoproterozoico no qual se hospedam estes corpos de minério.

O contexto geológico-metalogenético da área indica a ocorrência de depósitos de ouro orogênico alojados em *greenstone belt* em fácies anfibolito, similar a depósitos como, por exemplo, da Província Southern Cross (Mueller & Groves 1991, Bloem *et al.* 1994; Witt *et al.* 2001) e do *greenstone belt* Norseman-Wiluna (Depósito de Chalice) (Bucci *et al.* 2002) no Cráton de Yilgarn (Austrália), do distrito Mt. York no Cráton de Pilbara (Austrália) (Neumayr *et al.* 1995), ou do *greenstone belt* Red Lake (Depósito de Madsen) (Dubé *et al.* 2000) na Província Superior (Canadá).

Depósitos de ouro orogênico (Böhlke 1982; Groves *et al.* 1998) respondem por grande parte da produção mundial de ouro e distribuem-se por todo o mundo, em terrenos metamórficos arqueanos a cenozoicos (Goldfarb *et al.* 2005). Neste tipo de depósito, os corpos de minério compreendem, comumente, veios quartzo-carbonáticos e o ouro associa-se a sulfetos e minerais de alteração hidrotermal, os quais refletem a interação entre os fluidos hidrotermais e os vários tipos de rochas hospedeiras, em diferentes níveis crustais (Eilu *et al.* 1999; Goldfarb *et al.* 2005). As assembleias minerais de alteração ocorrem em zonas que se caracterizam pela presença de minerais guias e distribuem-se de acordo com a proximidade com os veios mineralizados (Eilu *et al.* 1999; Eilu & Groves 2001).

Considerando o exposto acima, entende-se que a caracterização de assembleias minerais de alteração pode fornecer informações importantes para o entendimento dos controles metalogenéticos e para a prospecção mineral de depósitos de ouro do tipo

orogênico. O mapeamento dos diferentes halos de alteração adjacentes aos depósitos pode ser integrado a dados geológicos de fontes diversas para a definição de vetores minerais e físico-químicos que apontem para as zonas mineralizadas.

A Espectroscopia de Reflectância (ER) é uma técnica analítica que vem sendo empregada de maneira crescente na indústria mineral, sendo amplamente aplicada para a caracterização de assembleias minerais de alteração. A partir do estudo da interação entre a energia eletromagnética em comprimentos de onda específicos e a superfície dos materiais, a ER permite a identificação de uma ampla gama de minerais e de algumas de suas propriedades físico-químicas, de forma rápida, não destrutiva e de simples operacionalidade.

O Sensoriamento Remoto Hiperespectral (SRH), conhecido também como Espectroscopia de Imageamento, se utiliza dos pressupostos teóricos da ER para identificação e mapeamento de materiais por meio do processamento e classificação de imagens, as quais são adquiridas em centenas de bandas estreitas e consecutivas, permitindo a extração de assinaturas espectrais com alto nível de detalhe em cada um dos pixels que as compõem.

No âmbito de projeto temático desenvolvido pelo Serviço Geológico do Brasil - CPRM, uma área de 240 km² na região do depósito de ouro de Pedra Branca foi imageada por levantamento aéreo hiperespectral e teve amostras de rocha coletadas para a realização de análises espectroscópicas. Estes dados foram utilizados nesta pesquisa para gerar, a partir da aplicação de técnicas de ER e SRH, informações em escalas diversas acerca da composição, propriedades físico-químicas e distribuição espacial de associações minerais de alteração relacionadas ao depósito e estabelecer um modelo espectro-mineralógico que contribua para um melhor entendimento dos seus controles geológico-metalogenéticos e possa ser utilizado como um guia prospectivo para depósitos de ouro no *greenstone belt* da Serra das Pipocas.

Esta dissertação estrutura-se em quatro capítulos. No primeiro capítulo são apresentados os objetivos da pesquisa e a síntese dos materiais e métodos utilizados. O Capítulo 2 apresenta a fundamentação teórica, realizada a partir de revisão bibliográfica sobre depósitos de ouro orogênico, espectroscopia de reflectância e sensoriamento remoto aplicado ao mapeamento mineral. O terceiro capítulo está organizado no formato de artigo científico, no qual são detalhados a geologia da área de estudo, os métodos aplicados na pesquisa, os resultados alcançados e as conclusões. No capítulo final são apresentadas as contribuições da pesquisa para a prospecção mineral de ouro no *greenstone belt* da Serra das Pipocas.

2. Objetivos

O principal objetivo desta pesquisa é o estabelecimento de um modelo espectro-mineralógico para o depósito de ouro de Pedra Branca com base na aplicação de técnicas de ER e SRH. Espera-se que o modelo contribua para a definição e compreensão de controles geológico-metalogenéticos do depósito e que possa indicar tendências minerais e/ou físico-químicas a serem utilizadas como guias prospectivos, tanto para a região do depósito de Pedra Branca como, possivelmente, para outros depósitos de ouro orogênico em fácies anfíbolito hospedados em terrenos do tipo *greenstone belt*.

Objetivos específicos compreendem: (i) caracterização espectro-mineralógica das associações minerais e geração de biblioteca espectral específica para o depósito, a partir de análises espectroscópicas pontuais e de imageamento de amostras de controle, em escala de detalhe; (ii) estudo da distribuição espacial das assembleias minerais equivalentes em superfície, com base em análise espectroscópica de amostras de afloramentos na área e mapas minerais gerados por meio do processamento espectral de imagens hiperespectrais aéreas; (iii) verificação da existência de tendências mineralógicas e/ou físico-químicas que apontem para as zonas mineralizadas, com base na integração da caracterização espectral e mapas minerais com dados geológicos; (iv) definição do modelo espectro-mineralógico e guias prospectivos para o depósito de ouro da área.

3. Síntese dos materiais e métodos

A seguir, estão listados os principais materiais utilizados nesta pesquisa e métodos empregados para analisá-los. A descrição detalhada dos instrumentos e procedimentos de análise encontra-se na Seção 3 do Capítulo 4.

3.1. Materiais

Os seguintes materiais e conjuntos de dados foram utilizados:

- Mapa geológico e dados de afloramentos na área compilados de projetos anteriores; dados bibliográficos sobre evolução geológica e metalogenética da área;
- Dados de geoquímica de solo fornecidos pela Jaguar Mining;
- Amostras de mão coletadas em campo e obtidas nas litotecas da CPRM;
- Amostras de testemunho de sondagem fornecidas pela Jaguar Mining;

- Espectrorradiômetro ASD-FieldSpec[®]-3 *Hi-Resolution* (Laboratório de Espectroscopia Mineral da CPRM-São Paulo);
- Escâner hiperespectral SisuCHEMA[™] (Instituto de Química da Universidade Estadual de Campinas- UNICAMP);
- Microscópio petrográfico Olympus BX51-P;
- Difratorômetro por raios X PANalytical X'Pert Pro MPD (PW 3040/60) (Laboratório de Caracterização Mineral do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará – UFPA);
- Imagens digitais do sensor hiperespectral aerotransportado ProSpecTIR[™]-VS;
- Programas computacionais específicos para análise de dados de espectroscopia de reflectância, tratamento e processamento de imagens e de integração de dados, tais como: ENVI[®], TSG[™] Pro e ArcMap[™].

3.2. Métodos

A abordagem de análise utilizada baseou-se em:

- Revisão bibliográfica sobre a geologia da área, depósitos de ouro orogênico, espectroscopia de reflectância, sensoriamento remoto hiperespectral, processamento digital de imagens e métodos de classificação espectral;
- Compilação de informações referentes à litoestratigrafia, estruturas, recursos minerais, afloramentos descritos, amostras disponíveis em litotecas, análises petrográficas e litogeoquímicas e planimetria, paralelamente à construção de banco de dados geográficos, em ambiente SIG, reunindo as informações compiladas;
- Trabalhos de campo para descrição de afloramentos chave e coleta de amostras;
- Leitura, análise e interpretação de assinaturas e feições espectrais de amostras e geração de biblioteca espectral específica para a área de estudo;
- Descrição petrográfica de amostras selecionadas;
- Análise de difração de raios-X de amostras selecionadas;
- Processamento espectral das imagens hiperespectrais proximais e aéreas e produção de mapas minerais;
- Integração de dados e interpretação.

CAPÍTULO 2 – FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

1. Depósitos de ouro orogênico

1.1. Aspectos econômicos, distribuição mundial e classificação

Mais de um quarto de toda a produção mundial de ouro ao longo da história advém de depósitos epigenéticos hospedados em terrenos metamórficos, conhecidos na literatura geológica como “depósitos de ouro orogênico” (Böhlke 1982; Groves *et al.* 1998, 2003; Goldfarb *et al.* 2005; Dill 2010). Além disso, uma proporção considerável dos depósitos mundiais de ouro do tipo placer foi originada pela erosão de depósitos primários de ouro orogênico (Groves *et al.* 1998; Pitcairn *et al.* 2006). Historicamente, estes depósitos foram considerados como de alto teor em Au, sendo minerados os veios com teores entre 5 e > 10 g/t. Atualmente, com a elevação dos preços dos metais e os avanços tecnológicos da indústria mineral, são explorados corpos com < 1 g/t Au, recuperando-se tanto os veios principais quanto hospedeiras hidrotermalmente alteradas, ou mesmo anomalias geoquímicas distais (Goldfarb *et al.* 2005; Saunders *et al.* 2014).

Depósitos de ouro orogênico estão distribuídos em três intervalos amplos de tempo geológico e configuração geotectônica (Saunders *et al.* 2014). Mineralizações hospedadas em *greenstone belts* arqueanos formaram-se entre 2.750 e 2.520 Ma, e têm como exemplos mundialmente conhecidos os depósitos do Quadrilátero Ferrífero (*Greenstone Belt* Rio das Velhas) e da Província Carajás (Domínio Rio Maria) (Brasil), do Cráton de Yilgarn (Australia), das províncias Superior e Slave (Canadá), do Cráton da Tanzânia (África Central), do Cráton do Zimbábue-Kaapvaal (sudeste da África) e do Cráton Darwar (Índia) (Goldfarb *et al.* 2005; Dill 2010; Lobato *et al.* 2014; Monteiro *et al.* 2014; Saunders *et al.* 2014). Depósitos paleoproterozoicos, datados entre 2.100 e 1.730 Ma, hospedam-se em sequências metavulcanossedimentares nas margens dos terrenos arqueanos e os principais exemplos incluem aqueles do Cinturão Gurupi e dos *greenstone belts* do Rio Itapicuru e de Crixás (Brasil), do Cráton Oeste-Africano e do Orógeno Trans-Hudson (EUA) (Goldfarb *et al.* 2005; Dill 2010; Jost *et al.* 2014; Klein 2014; Saunders *et al.* 2014; Silva *et al.* 2014). No terceiro grupo estão incluídos os depósitos formados entre 650 e 50 Ma, em terrenos adjacentes a margens continentais ativas, tendo como principais exemplos os depósitos da Faixa Brasília (Morro do Ouro) (Brasil), do Orógeno Tasmaniano (sudeste da Australia), do Orógeno da Ásia Central, da Cordilheira Norte-Americana, do leste da Ásia e do sul da Nova Zelândia (Goldfarb *et al.* 2005; Dill 2010; Dardenne & Botelho 2014; Saunders *et al.* 2014).

O termo “ouro orogênico” foi proposto por Böhlke (1982) para designar depósitos de ouro em terrenos metamórficos, hospedados em estruturas. Outros termos para este tipo de depósito são também encontrados na literatura técnico-científica, geralmente baseados em características como profundidade e temperatura de formação, estilo estrutural, idade, rochas hospedeiras, áreas geográficas ou modelo genético, tais como “sin-orogênico”, “ouro arqueano”, “*Mother lode*” ou, como mais frequentemente utilizado, “mesotermal” (Groves *et al.* 1998, Goldfarb *et al.* 2005). Groves *et al.* (1998) afirmam que estes termos se aplicariam essencialmente a subtipos de um mesmo depósito e resgatam a proposta de Böhlke (1982), utilizando a denominação “ouro orogênico” para mineralizações epigenéticas de ouro localizadas em sistemas de veios hospedados em estruturas, em terrenos metamórficos acrescionários ou colisionais, ao longo de margens tectônicas convergentes distribuídas por todo o tempo geológico. A Figura 1 apresenta um diagrama esquemático que relaciona os ambientes geotectônicos dos vários tipos de depósitos de ouro.

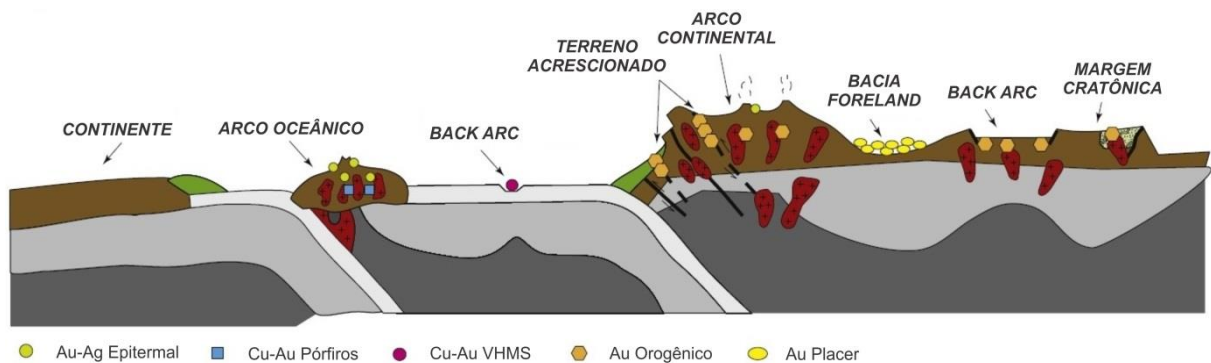


Figura 1 - Diagrama esquemático ilustrando os vários tipos de depósito de ouro e seus ambientes geotectônicos. Os depósitos de ouro orogênico se desenvolvem em regiões de *forearc* em margens continentais convergentes, podendo também se desenvolver em seqüências sedimentares de *back-arc* deformadas nas margens externas de cratons. Modificado de Goldfarb & Groves (2015).

1.2. Controle estrutural

O controle estrutural é o mais importante condicionante geológico neste tipo de depósito. As mineralizações são normalmente formadas nos estágios finais da orogênese, durante os últimos pulsos de deformação, e as principais províncias produtoras se encontram alinhadas a zonas de cisalhamento regionais, profundas e extensas, paralelas à direção do orógeno, em alguns casos possivelmente correspondendo a zonas de sutura (Kerrich & Wyman 1990; Goldfarb *et al.* 2005; Saunders *et al.* 2014; McCuaig & Hornsby 2014).

Estas estruturas de primeira ordem, com centenas de quilômetros de comprimento por centenas de metros de largura, geralmente compreendem uma série de falhas distintas e pouco espaçadas, que evidenciam uma história deformacional longa e complexa, normalmente se iniciando em regime compressional, em alguns casos com reativação de estruturas pretéritas, que evolui para regime de transcorrência (Goldfarb *et al.* 2005; Robert *et al.* 2007). A mudança no campo regional de tensões e a sismicidade relacionada, uma vez que ocasionam flutuações extremas de pressão, são fatores cruciais na migração de fluidos e caracterizam estas falhas regionais como os principais condutos de percolação de volumes massivos de fluidos auríferos, necessários a formação de depósitos de classe mundial (Cox *et al.* 2001; Saunders *et al.* 2014).

Embora as estruturas crustais sejam responsáveis pela migração e convergência da maior parte dos fluidos mineralizantes, os corpos de minério (veios) alojam-se ao longo de estruturas subsidiárias, de segunda e terceira ordens, principalmente em zonas extensionais ou em inflexões e bifurcações de estruturas maiores. Compreendem estruturas dúcteis a rúptil-dúcteis, englobando planos de foliação, zonas de charneira, falhas reversas e transcorrentes a oblíquas, zonas de intersecção de falhas ou fraturas e zonas de contraste de competência (Groves *et al.* 1998, 2003; Weinberg *et al.* 2004; Goldfarb *et al.* 2005; Saunders *et al.* 2014).

1.3. Controle estratigráfico

Quando alojados em *greenstone belts*, os depósitos de ouro orogênico se hospedam em qualquer tipo de rocha supracrustal, em posições estratigráficas que abrangem desde as unidades máficas-ultramáficas inferiores até as unidades metassedimentares superiores, porém, os maiores depósitos alojam-se frequentemente na descontinuidade que marca a base de sequências conglomeráticas, especialmente se desenvolvida sobre vulcânicas máficas e ultramáficas (Robert *et al.* 2007). Além disso, rochas relativamente ricas em Fe ou C ao longo dos caminhos preferenciais de percolação correspondem a importantes barreiras químicas que retiram o Au das soluções hidrotermais. Assim, associações litológicas tais como sequências pelíticas carbonosas, toleítos ricos em Fe, formações ferríferas bandadas (BIFs) e algumas ígneas félsicas (com altos valores de Fe/Fe+Mg), constituem também importantes hospedeiras para estes depósitos (Eilu & Groves 2001; Goldfarb *et al.* 2005; Robert *et al.* 2007).

1.4. Relações com o metamorfismo

Groves (1993) desenvolveu o “modelo crustal contínuo” para explicar a ocorrência de depósitos de ouro formados num amplo intervalo de condições metamórficas, que se estenderia desde fácies prehnita-pumpelita até granulito inferior. Porém, trabalhos recentes (Phillips & Powell 2010; Tomkins 2010) mostram que a temperatura dos fluidos metamórficos mais férteis alcança no máximo 500 a 550 °C, restringindo o intervalo metamórfico até fácies anfíbolito inferior. Estes estudos corroboram com o fato de que a maioria dos depósitos ocorre hospedada em rochas metamorfizadas em fácies xisto verde, com alguns poucos corpos significativos encontrados em rochas de menor (*e.g.* Wiluna, no Cráton Yilgarn - Austrália) ou maior grau metamórfico (*e.g.* Campbell-Red Lake, Dupont e Musselwhite, no Cinturão Abitibi – Canadá) (Groves *et al.* 1998, 2003; Goldfarb *et al.* 2005; Phillips & Powell 2010). Praticamente todos os depósitos conhecidos de ouro orogênico se formaram após o desenvolvimento das assembleias metamórficas nas rochas hospedeiras imediatas e, portanto, sob curva de pressão-temperatura-tempo regressiva (Saunders *et al.* 2014). Ainda assim, alguns poucos depósitos grandes, particularmente precambrianos e hospedados em rochas de alto grau metamórfico (*e.g.* Big Bell – Cráton Yilgarn, Kolar – Cráton Darwar, Renco – Cráton do Zimbábue), formaram-se em fácies xisto verde sob condições metamórficas progressivas, possivelmente refletindo uma evolução metamórfica complexa, com eventos múltiplos e sobrepostos (Phillips & Powell 2009; Saunders *et al.* 2014).

1.5. Relações com o magmatismo

Uma característica também marcante dos depósitos de ouro orogênico é a estreita relação espacial com manifestações magmáticas, sendo raros os exemplos de depósitos sem a ocorrência de intrusões próximas e de idades semelhantes. Os corpos magmáticos compreendem batólitos, *stocks*, *sills* e diques, em sua maioria félsicos a intermediários, embora também seja comum a ocorrência de lamprófiros (Goldfarb *et al.* 2005). Uma minoria significativa dos depósitos de ouro orogênico é hospedada, ou aloja-se nas adjacências de granitoides e relações de contato sugerem que a deformação regional segue em andamento durante o magmatismo e atividade hidrotermal, uma vez que veios mineralizados truncam corpos ígneos deformados e não deformados numa mesma província aurífera (Dubé *et al.* 2004; Goldfarb *et al.* 2005). Intrusões prévias às mineralizações proporcionam um contraste de competência com as rochas encaixantes e, assim, alguns depósitos importantes estão alojados em estruturas sobrepostas a complexos ígneos, sendo as margens cisalhadas de

stocks e a margem exterior de batólitos em arcos magmáticos as zonas de maior favorabilidade ao desenvolvimento de veios mineralizados (Haeberlin *et al.* 2004; Goldfarb *et al.* 2005).

1.6. Modelo genético e origem dos fluidos

Diferentes modelos genéticos para a formação dos depósitos de ouro orogênico têm sido propostos, os quais visam esclarecer principalmente as fontes dos fluidos e metais e seus mecanismos de mobilização (Lisitsin & Pitcairn 2015). Os modelos mais aceitos são aqueles que envolvem a desvolatilização crustal por processos metamórficos, com possíveis contribuições de atividades magmáticas, como o principal processo metalogênico (Goldfarb *et al.* 2005; Phillips & Powell 2010; Tomkins 2010; Saunders *et al.* 2014; Lisitsin & Pitcairn 2015).

Durante o metamorfismo regional, na transição entre fácies xisto verde e anfíbolito, reações envolvendo sequências vulcanossedimentares retiram em fluidos (H₂O-CO₂, com baixa salinidade) entre 3 e 5% do volume das rochas, dependendo do conteúdo delas em carbonatos e minerais hidratados (principalmente clorita). Enxofre e ouro são incorporados ao fluido pela desulfetação metamórfica de pirita em pirrotita, sendo a pirita considerada o reservatório mais significativo de Au em rochas vulcanossedimentares não metamorfizadas (Tomkins 2010). Estes fluidos (H₂O-H₂S ± CO₂ ricos em Au) são então canalizados por gradientes de pressão nas estruturas crustais profundas e se movem em direção ascendente durante eventos sísmicos episódicos, sendo transportados para sítios de deposição mais rasos, em rochas já submetidas a curvas metamórficas regressivas, comumente localizadas em fácies xisto verde e em regime dúctil-rúptil (Cox 2005; Pitcairn *et al.* 2006; Saunders *et al.* 2014; Lisitsin & Pitcairn 2015).

Modelos magmáticos que associam a gênese dos depósitos com a exsolução de fluidos auríferos a partir de intrusões não se mostram aplicáveis a uma grande quantidade de depósitos orogênicos, os quais não apresentam relações temporais ou geoquímicas consistentes entre o magmatismo e a mineralização (Goldfarb *et al.* 2005; Lisitsin & Pitcairn 2015).

1.7. Dimensão e morfologia dos corpos

Os corpos de minério correspondem a veios quartzo-carbonáticos, com mergulho moderado a alto, e dimensões que variam entre poucos centímetros até 5 metros de espessura, podendo atingir entre 10 e 1.000 metros de comprimento. A extensão vertical geralmente

alcança mais de 1.000 metros de profundidade, e no caso de alguns depósitos gigantes, até 5 quilômetros. (Goldfarb *et al.* 2005; Dubé & Gosselin 2007).

A morfologia dos corpos exhibe uma geometria complexa, em arranjos anastomosados e/ou conjugados (Dubé & Gosselin 2007). Veios de preenchimento de falha laminados, sistemas de veios extensionais escalonados e veios preenchendo charneiras de dobras refletem condições dúctil-rúpteis. Em condições rúpteis os corpos de minério ocorrem associados à deformação cataclástica, em *stockworks* e brechas, com enxame de veios quando encaixados em rochas ígneas. Ao longo de zonas de cisalhamento dúcteis as mineralizações apresentam poucos veios, paralelos aos planos de foliação. Corpos boudinados e dobrados também podem ocorrer, indicando condições de injeção pré a sin-cinemáticas (Goldfarb *et al.* 2005). As principais texturas indicam eventos múltiplos de faturamento hidráulico com injeção de fluidos, típico de sistemas hidrotermais (Cox *et al.* 2001). Nos veios encaixados em estruturas extensionais em níveis crustais rasos são comuns texturas em pente, crustiforme, coliforme e bandada. Veios cristalizados em condições rúptil-dúcteis são compostos por cristais finos de quartzo em textura maciça (Goldfarb *et al.* 2005; Dubé & Gosselin 2007).

1.8. Paragêneses minerais

Os veios mineralizados são compostos por quartzo, com 3 a 5% de sulfetos (principalmente de Fe e As) e 5 a 15% de carbonatos (Eilu & Groves 2001). Em domínios de fácies xisto verde os minerais de ganga são representados por albita, mica branca, clorita, scheelita e turmalina, e o principal sulfeto encontrado é a pirita. Anfibólio, diopsídio, biotita/flogopita e granada ocorrem nos veios encaixados em domínios de fácies anfibolito, e o sulfeto predominante corresponde a pirrotita. Em depósitos mais profundos podem ocorrer também loellinguita, esfalerita e sulfossais. Arsenopirita e estibinita (menos comum) predominam em depósitos hospedados por rochas metassedimentares, enquanto que pirita e pirrotita são mais frequentes quando encaixados em rochas máficas e granitoides. Os veios são normalmente enriquecidos em Ag, As, B, Bi, Sb, Se, Te e W, e os teores de Cu, Pb e Zn se assemelham aos valores de *background* (Groves *et al.* 1998, 2000; Eilu & Groves 2001; Goldfarb *et al.* 2005).

1.9. Alteração hidrotermal

A alteração hidrotermal nas rochas hospedeiras associadas aos depósitos de ouro orogênico tem suas variações condicionadas pela interação entre os fluidos e diferentes tipos de rocha, em graus metamórficos distintos (Eilu *et al.* 1999, Eilu & Groves 2001). Os halos de

alteração podem se estender lateralmente desde centímetros até cerca de 2 km a partir da zona mineralizada. De maneira geral, a extensão da alteração é maior quanto maior o depósito e os halos são menos desenvolvidos nas hospedeiras metassedimentares clásticas (menos reativas) ou naquelas metamorfizadas em fácies anfíbolito (Eilu *et al.* 1999, Eilu & Groves 2001; Goldfarb *et al.* 2005).

As reações de alteração adicionam às rochas hospedeiras quantidades significativas de CO₂, S, K, H₂O e LILE, o que é evidenciado pela substituição de grande parte ou toda a assembleia metamórfica por calcita, dolomita, ankerita, pirita, clorita, sericita ou fuchcita, quando em fácies xisto verde, e calcita, pirrotita, anfíbólio, diopsídio, grossulária, biotita ou feldspato potássico, quando em graus metamórficos mais altos (Eilu *et al.* 1999). Já o enriquecimento em sílica, caracterizado pelo grande volume de veios de quartzo, ocorre por remobilização nas rochas hospedeiras e não pela adição a partir dos fluidos hidrotermais (Eilu *et al.* 1999; Goldfarb *et al.* 2005).

Em fácies xisto verde o zoneamento da alteração hidrotermal pode ser classificado em três principais paragêneses, de acordo com a proximidade com os veios mineralizados. Em rochas metassedimentares e metamáficas a zona proximal é caracterizada pela presença de ankerita, quartzo, muscovita, albita e sulfetos. Na zona intermediária ocorrem clorita e, principalmente, carbonatos de ferro e magnésio (ankerita, siderita e magnesita), sendo raros os sulfetos. Já na zona distal há ainda a presença dos minerais metamórficos mais estáveis conjuntamente a clorita e calcita, enquanto os sulfetos são ausentes (Eilu *et al.* 1999; Eilu & Groves 2001; Goldfarb *et al.* 2005).

Em fácies anfíbolito os halos de alteração hidrotermal são significativamente menos desenvolvidos que aqueles em fácies xisto verde, com biotita definindo a zona distal, e zona proximal caracterizada pela presença de assembleia cálcio-silicática, com anfíbólio, granada, diopsído, calcita, plagioclásio cálcico e feldspato potássico (Eilu *et al.* 1999; Eilu & Groves 2001; Goldfarb *et al.* 2005).

2. Espectroscopia de reflectância

A espectroscopia de reflectância é uma técnica analítica que vem sendo usada há décadas para a identificação e quantificação de materiais a partir do estudo da interação entre a energia eletromagnética refletida em comprimentos de onda específicos e a superfície dos materiais (Clark 1999; Clark *et al.* 2006). Os primeiros trabalhos sistemáticos voltados ao

entendimento do comportamento espectral de minerais foram desenvolvidos por Hunt & Salisbury (1970, 1971), Hunt *et al.* (1971a, 1971b, 1972, 1973), Hunt & Ashley (1979) e Clark *et al.* (1990), gerando um extenso banco de dados de referência e impulsionando o uso da espectroscopia de reflectância nos estudos geológicos, principalmente voltados à caracterização e prospecção de depósitos minerais.

O uso de espectrorradiômetros em investigações geológicas permite a identificação mineralógica e de variações físico-químicas nos minerais de forma rápida, não destrutiva e com mínima necessidade de preparação das amostras. Além disso, podem ser mapeadas fases minerais finas, difíceis de serem identificadas a partir de métodos tradicionais, como a petrografia ou a difratometria de raios-X (Thompson *et al.* 1999; Swayze *et al.* 2014).

O desenvolvimento de equipamentos portáteis, especialmente a partir da segunda metade da década de 1990, possibilitou a distinção de fases minerais em campo de maneira eficiente e em tempo real, e contribuiu para a rápida difusão do uso da espectroscopia de reflectância na caracterização e mapeamento de assembleias minerais de alteração associadas a diferentes tipos de depósito mineral (Thompson *et al.* 1999).

2.1. Assinaturas de reflectância e feições de absorção

Ao incidir num determinado material, a energia eletromagnética é refletida, transmitida ou absorvida em proporções variadas. A razão entre as intensidades das energias refletida e incidente é chamada de “reflectância” e a “assinatura de reflectância” (ou espectro) (Fig. 2a) corresponde à representação gráfica das variações de reflectância de um material em função dos comprimentos de onda analisados. A partir da assinatura de reflectância é possível se localizar e analisar os intervalos de comprimentos de onda onde a energia eletromagnética é absorvida (feições de absorção) (Fig. 2b). A absorção da energia eletromagnética pelo material é controlada por processos físicos relacionados a propriedades atômicas e moleculares específicas do material e a análise da posição, forma, profundidade e largura de suas feições na assinatura de reflectância (Fig. 2b), assim como a forma geral do espectro, permite realizar inferências quanto a propriedades físico-químicas e abundância dos materiais analisados (Clark 1999; Thompson *et al.* 1999; Ducart 2004).

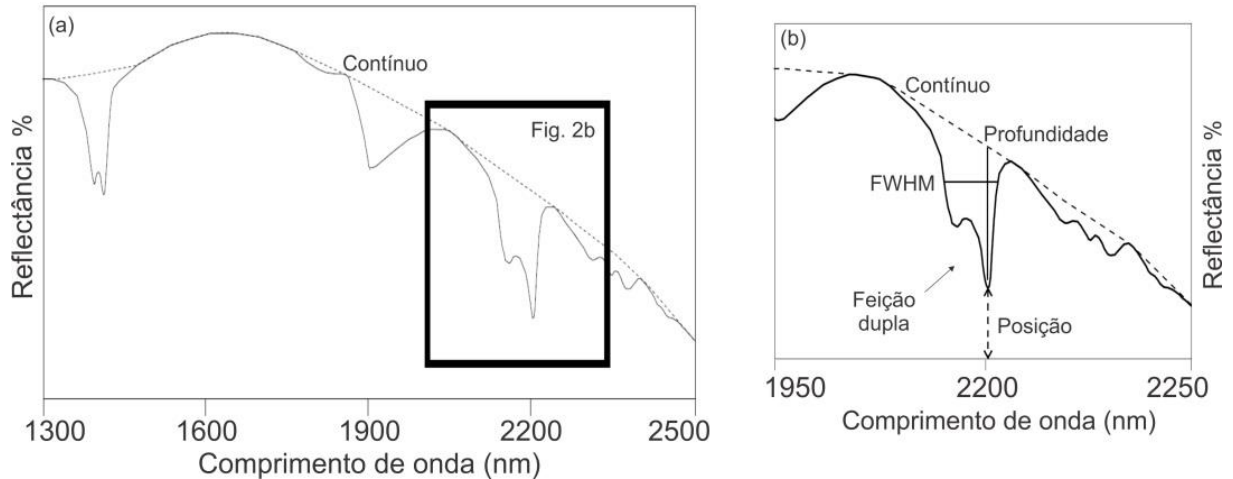


Figura 2 - (a) Assinatura de reflectância no SWIR de amostra de caulinita. (b) Detalhe da feição de absorção. A profundidade é medida a partir da linha do contínuo até a máxima absorção; FWHM é a largura total medida a meia profundidade (modificado de Thompson *et al.* 1999).

2.2. Espectroscopia no VNIR e SWIR

2.2.1. Identificação mineralógica

As regiões do espectro eletromagnético mais relevantes para aplicações em estudos geológicos compreendem o visível-infravermelho próximo (VNIR), entre 350 e 1.300 nm, e infravermelho de ondas curtas (SWIR), entre 1.300 e 2.500 nm (Hunt 1977; Clark 1999; Thompson *et al.* 1999).

Os comprimentos de onda do VNIR estão associados a processos eletrônicos (efeitos de campo cristalino, transferência de carga, bandas de condução e centros de cor) que determinam feições espectrais relacionadas a íons de metais de transição (Fe^{2+} , Fe^{3+} , Ni^{2+} , Cu^{2+} , Mn^{2+} , Cr^{3+} e Ti^{4+}), elementos terras raras e a cores de determinados minerais (Hunt 1977; Clark 1999). As feições neste intervalo permitem a identificação direta de hematita, goethita e jarosita e de alguns silicatos hidroxilados com Fe, piroxênios, óxidos e carbonatos de cobre e carbonatos e silicatos de manganês (Pontual *et al.* 2008a; Kruse 2012).

Nos comprimentos de onda do SWIR, as feições são determinadas por processos vibracionais (estiramento, cisalhamento e deformação angular) associados a ligações moleculares envolvendo a presença de H_2O , OH, CO_3 , NH_4 e SO_4 e ligações cátion-OH, tais como Al-OH, Mg-OH e Fe-OH (Hunt 1977; Clark 1999; Thompson *et al.* 1999; Kruse 2012). A posição das feições e suas formas características na assinatura de reflectância são reflexos da ligação molecular presente no mineral (Fig. 3) (Thompson *et al.* 1999). Os principais minerais identificados por feições no SWIR compreendem filossilicatos (*e.g.* caulinitas, micas

brancas, esmectitas, clortia, biotita, serpentina, talco), silicatos hidroxilados (*e.g.* epidoto, actinolita, hornblenda), sulfatos (*e.g.* alunita, jarosita, gipsita), carbonatos (*e.g.* calcita, ankerita, magnesita), minerais contendo amônia (*e.g.* buddingtonita) (Pontual *et al.* 2008a).

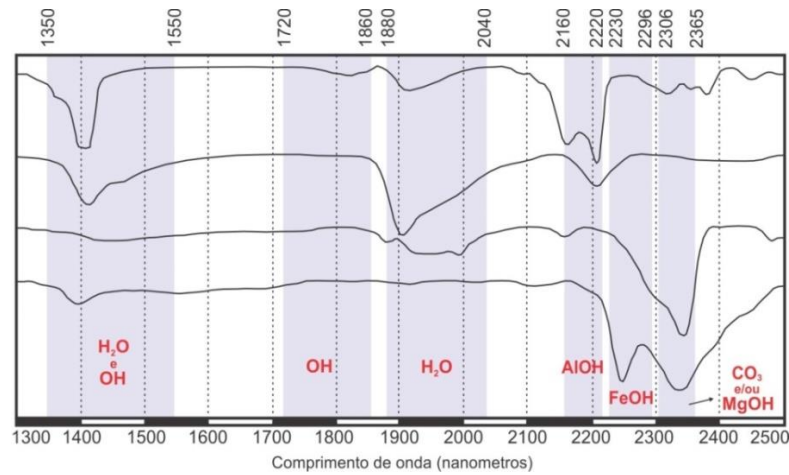


Figura 3 - Principais bandas de absorção no SWIR (modificado de Pontual *et al.* 2008a).

2.2.2. Variações de composição e cristalinidade

Variações na composição química e cristalinidade de alguns minerais podem ser detectadas por mudanças sistemáticas na posição e forma de feições espectrais. Por exemplo, a presença de Fe em muitos minerais resulta numa forte rampa positiva entre 1.300 e 1.900 nm, como ilustrado na Figura 4a. Variações composicionais em alunitas são expressas por mudanças na posição da absorção relacionada à presença de hidroxila, que varia entre valores em torno de 1.461 nm (NH_4), 1.478 nm (K), 1.496 nm (Na) e 1.510 nm (Ca). Amostras monominerálicas são as mais adequadas para a estimativa de variações químicas a partir da análise de feições espectrais, embora isso também seja possível em algumas misturas minerais (Thompson *et al.* 1999).

As assinaturas de reflectância fornecem informações quanto ao grau de cristalinidade (ordenamento estrutural) de alguns minerais a partir de variações na forma das absorções ou na relação entre elas. Por exemplo, nas caulinitas de mais alta cristalinidade as feições relacionadas à presença de OH, em torno de 1.400 nm, e de Al-OH, em torno de 2.200 nm, se mostram mais agudas e com caráter duplo melhor definido que nas caulinitas menos cristalinas (Fig. 4b). Nas micas brancas o grau de cristalinidade é expresso pela proporção entre as profundidades das absorções relacionadas a Al-OH (2.200 nm) e H_2O (1.900 nm). Nas mais cristalinas a absorção de Al-OH é mais profunda que a de H_2O e nas menos cristalinas ocorre a situação inversa (Pontual *et al.* 2008a).

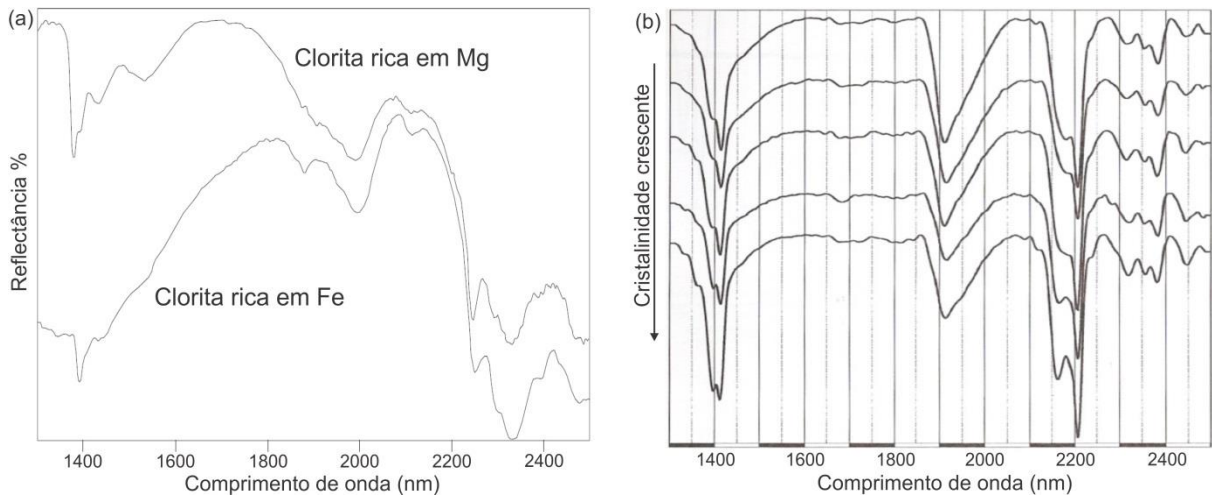


Figura 4 - (a) Comparação entre espectros de cloritas ricas em Mg e Fe. Nota-se forte queda na reflectância entre 1.800 e 1.300 nm pela presença de Fe^{2+} na clorita (modificado de Thompson *et al.* 1999). (b) Espectros de caulinita ilustrando a variação na forma das feições com o aumento da cristalinidade (modificado de Pontual *et al.* 2008a).

2.3. Fatores que afetam os espectros

Para garantir a aquisição de assinaturas espectrais de alta qualidade e uma interpretação realista de suas feições é necessário compreender as variáveis externas, além da composição mineralógica e propriedades físico-químicas das amostras, que interferem nas respostas espectrais dos materiais analisados, incluindo o tipo de amostra, tamanho das partículas, conteúdo de água e misturas entre minerais (Thompson *et al.* 1999; Pontual *et al.* 2008b).

Muitos tipos de amostra podem ser utilizados nas leituras espectroscópicas (*e.g.* solo, lascas de rocha, amostras de afloramento, testemunhos de sondagem, amostras de polpa, lâminas delgadas), porém, de maneira geral os melhores resultados advêm de amostras de rochas frescas e limpas (sem conteúdo vegetal, óleos para perfuração, resinas, etc.) (Pontual *et al.* 2008b). É importante que sejam coletados vários espectros de uma mesma amostra, tanto para testar a reprodutibilidade dos dados quanto para mapear heterogeneidades na amostra. Recomenda-se que sejam analisados matriz, veios, fenocristais, preenchimento de cavidades, revestimento de fraturas e superfícies intemperizadas, acompanhados de uma descrição clara e objetiva das amostras (Thompson *et al.* 1999). Embora nem todos os minerais reajam aos efeitos do tamanho das partículas da mesma maneira, geralmente amostras pulverizadas produzem espectros com maior reflectância e feições de absorção amenizadas, já que a maior quantidade de superfícies expostas acarreta em maior número de reflexões e menor

penetração da radiação (Clark 1999; Thompson *et al.* 1999; Ducart 2004; Pontual *et al.* 2008b).

A presença de água livre nas amostras acarreta na redução da reflectância geral do espectro e atenuação de feições de absorção. Além disso, a água apresenta duas fortes absorções, em 1.400 e 1.900 nm, que podem mascarar feições diagnósticas de muitos minerais. Por isso é importante a completa secagem das amostras previamente a leitura dos espectros, preferencialmente a céu-aberto ou em fornos de secagem, pois métodos que se utilizem de altas temperaturas podem alterar a estrutura de minerais (*e.g.* argilas) (Pontual *et al.* 2008b).

Os efeitos das misturas de minerais nas repostas espectrais dependem essencialmente do tipo de mistura e influenciam diretamente nas análises quantitativas. Em misturas lineares, os coeficientes de absorção dos minerais são semelhantes e, portanto, a magnitude das feições espectrais correlaciona-se com a abundância dos minerais na mistura. Ocorre em misturas entre minerais transparentes (*e.g.* argilas), acarretando em dispersão simples da energia eletromagnética. As misturas não-lineares ocorrem quando os coeficientes de absorção dos minerais são contrastantes, ocorrendo dispersão múltipla e acarretando em feições espectrais que não se correlacionam diretamente com a proporção entre os minerais da mistura. Misturas que contenham minerais opacos (*e.g.* sulfetos e magnetita) finamente disseminados ou em proporções entre 5 e 10% apresentam espectros ruidosos, com baixos valores de reflectância e feições atenuadas (Clark 1999; Thompson *et al.* 1999; Pontual *et al.* 2008a).

2.4. Processamento e análise de dados espectrais

Uma das maiores dificuldades na interpretação de um grande número de dados espectrais reside no fato de que cada espectro pode conter uma ampla quantidade de informação, exibindo variações relativas às propriedades mineralógicas das amostras analisadas que muitas vezes podem ser sutis e de difícil caracterização. A interpretação manual dos dados se torna uma tarefa lenta e custosa, requerendo um intérprete com larga experiência. Assim, é vital para o sucesso dos trabalhos de interpretação de dados espectrais a identificação e resumo das características mais relevantes para o projeto em desenvolvimento (Thompson *et al.* 1999; Pontual *et al.* 2008b).

Uma estratégia que pode ser utilizada para otimização das interpretações é a análise a partir de conjuntos de espectros. Esta abordagem se baseia na classificação das

assinaturas de reflectância em grupos amplos de variações espectrais, fornecendo uma visão geral das principais assembleias minerais identificadas. Em seguida, extraem-se informações específicas de espectros isolados, reajustando a classificação, se necessário. Este procedimento permite a rápida geração de bases de dados espectrais (bibliotecas espectrais) específicas para área estudada, que serão cruciais na extração de informações confiáveis a partir da utilização de algoritmos em programas computacionais especializados (Thompson *et al.* 1999). Ainda assim, os resultados se limitam a uma caracterização qualitativa, não fornecendo informações quanto a variações sutis nas tendências físico-químicas e de abundância dos minerais, que constituem os aspectos chave na aplicação da espectroscopia de reflectância em estudos geológicos (Pontual *et al.* 2008b).

Um dos métodos mais efetivos para extrair os atributos mineralógicos de uma grande base de dados espectrais é a utilização de parâmetros espectrais. Estes parâmetros constituem índices numéricos baseados na utilização de feições espectrais específicas (posição, profundidade ou razão entre duas feições) para representar as principais características mineralógicas (composição, cristalinidade, abundância relativa, etc.) do conjunto de amostras estudado (Thompson *et al.* 1999; Pontual *et al.* 2008b).

A principal vantagem do uso de parâmetros espectrais é que seus resultados são valores numéricos que, portanto, podem ser representados na forma de histogramas, importados por programas computacionais de tratamento de dados geológicos, analisados e integrados com dados geoquímicos, ou interpolados para a produção de mapas e perfis que apontem tendências mineralógicas. Além disso, constituem dados objetivos, que não dependem do nível de experiência do intérprete, podendo revelar características e variações minerais sutis que não seriam percebidas por análise visual (Pontual *et al.* 2008b). Apesar disso, para uma interpretação correta é essencial entender os grupos minerais contidos no conjunto de dados, uma vez que algumas feições espectrais podem ser compartilhadas por mais de um mineral, como no caso da posição da absorção relativa à presença de Al-OH, em ~2.200 nm, que pode representar alunita, pirofilita, caulinita, dickita, illita, esmectita ou muscovita, as quais têm implicações distintas na modelagem geológica (Thompson *et al.* 1999).

A extração de informações minerais quantitativas a partir da análise espectral constitui uma importante aplicação da espectroscopia de reflectância em estudos geológicos, principalmente para a indústria mineral, pela possibilidade de se estimar teores de maneira rápida e em alta resolução. Uma vez que as respostas espectrais são dependentes dos

coeficientes de absorção dos diferentes minerais, as análises em espectroscopia de reflectância são consideradas semi-quantitativas, fornecendo índices de abundância relativa e que necessitam ser aferidos com valores obtidos a partir de outras técnicas quantitativas, como fluorescência de raios X, difração de raios X ou perda de peso por ignição. (Thompson *et al.* 1999; Pontual *et al.* 2008b). Trabalhos recentes (*e.g.* Tappert *et al.* 2011; Haest *et al.* 2012; Yang *et al.* 2013) apresentam métodos eficazes para a extração de teores mineralógicos e químicos a partir da análise de assinaturas de reflectância, com elaboração e validação de parâmetros espectrais para os conjuntos de dados estudados que possivelmente podem ser aplicados em análises de dados espectrais de ambientes geológicos semelhantes.

3. Sensoriamento remoto multi e hiperespectral aplicado ao mapeamento mineral

Com intuito de entender a complexidade da superfície terrestre, moldada por variados processos geológicos, climáticos, biológicos e antropogênicos, a produção de mapas tem sido usada como uma valiosa ferramenta de análise (Mustard & Sunshine 1999; Clark *et al.* 2006). O mapeamento geológico inclui a representação de litologias, solos, estruturas e ocorrências minerais, dentre muitas outras informações espaciais, com desdobramentos para aplicações ambientais, na exploração de recursos naturais e no planejamento do uso do território. Assim, a necessidade de mapas precisos e detalhados tem impulsionado o desenvolvimento de tecnologias capazes de fornecer informações cada vez mais detalhadas da superfície terrestre (Clark *et al.* 2006).

Neste contexto, por décadas a pesquisa geológica tem se valido do Sensoriamento Remoto (SR) nas suas mais diversas atividades, principalmente no mapeamento regional, na interpretação estrutural e na prospecção de recursos minerais e energéticos (van der Meer *et al.* 2012). Desde as suas primeiras aplicações, com a utilização de fotografias aéreas monocromáticas, até o desenvolvimento de tecnologias mais avançadas, com a geração de imagens digitais multi e hiperespectrais adquiridas por sensores orbitais e algoritmos específicos para processamento dos dados, uma variada gama de produtos de SR vem sendo utilizada, comprovando sua enorme versatilidade na interpretação e elucidação de padrões físicos e químicos da superfície terrestre (Goetz & Rowan 1981; Mustard & Sunshine 1999; Sabins 1999; Rajesh 2004; Agar & Coulter 2007; Asadzadeh & Souza Filho 2016a; Crósta *et al.* 2016).

A evolução tecnológica na aquisição de dados de SR pode ser analisada pela perspectiva do avanço progressivo das resoluções espacial e, principalmente, espectral (Agar & Coulter 2007; Crósta *et al.* 2016). Fotografias aéreas e imagens pancromáticas, devido à alta resolução espacial, possuem uma grande capacidade de detectar objetos de pequenas dimensões, porém a baixa resolução espectral não permite inferências quanto ao conteúdo composicional e abundância dos alvos, o que limita seu uso em aplicações geológicas a análise fotointerpretativa (Goetz *et al.* 1983; Crósta *et al.* 2016).

Durante as décadas de 1980 e 1990, o desenvolvimento de sensores multiespectrais, principalmente aqueles a bordo dos satélites da série Landsat, impulsionaram avanço significativo na aquisição de informações espectrais dos alvos terrestres, e suas imagens vêm sendo utilizadas no mapeamento de litologias, na delimitação de estruturas e na discriminação de mineralogias de alteração (óxidos de ferro e argilominerais) a partir de técnicas simples de processamento e realce espectral (Sabins 1999; Rajesh 2004; van der Meer *et al.* 2012). A partir do ano 2000, com o lançamento do sensor orbital ASTER, equipado com seis bandas no infravermelho de ondas curtas e cinco bandas no infravermelho termal, novo salto qualitativo foi alcançado no mapeamento mineral a partir de imagens multiespectrais, atingindo-se o nível de identificação de minerais específicos, tais como caulinita, dickita, alunita, pirofilita, sericita, calcita, dolomita e quartzo (Agar & Coulter 2007; van der Meer *et al.* 2012; Crósta *et al.* 2016).

Apesar dos relevantes avanços trazidos pelos sensores multiespectrais, o mais importante salto tecnológico nos métodos de mapeamento mineral por sensoriamento remoto foi alcançado nos últimos trinta anos, com o aperfeiçoamento e consolidação de tecnologias de imageamento hiperespectral e de processamento dos dados (Agar & Coulter 2007; Goetz 2009; van der Meer *et al.* 2012; Asadzadeh & Souza Filho 2016a). As imagens hiperespectrais, ao fornecerem assinaturas espectrais com alto nível de detalhe, possibilitam o mapeamento de uma gama ainda mais ampla de minerais, além da caracterização de suas variações composicionais e físico-químicas e estimativas de abundância relativa, podendo revelar informações geológicas chave não somente em sistemas hidrotermais, mas também em ambientes metamórficos, metassomatizados e sedimentares (Rajesh 2004; van der Meer *et al.* 2012; Asadzadeh & Souza Filho 2016a). Recentemente, sistemas avançados de imageamento hiperespectral têm se voltado para aplicações de precisão na indústria mineral, tanto em fase exploratória, tais como no mapeamento mineralógico em escala de talude de

mina e de testemunhos de sondagem (*e.g.* Kruse *et al.* 2012), como em fase de produção, na separação mineral e monitoramento (Asadzadeh & Souza Filho 2016a; Crósta *et al.* 2016).

A ampla maioria dos trabalhos publicados sobre o tema exploram as regiões espectrais do VNIR e SWIR, processando e interpretando os dados de maneira isolada. Tendências futuras no mapeamento mineral a partir de imagens multi e hiperespectrais são promissoras no que tange à extração de dados mineralógicos também na região espectral do infravermelho termal (TIR) e à utilização de métodos integrados de processamento, envolvendo simultaneamente múltiplos comprimentos de onda (Asadzadeh & Souza Filho 2016a).

3.1. Princípios do sensoriamento remoto

3.1.1. Definição

Segundo Meneses & Almeida (2012, p.3):

Sensoriamento remoto é uma ciência que visa o desenvolvimento da obtenção de imagens da superfície terrestre por meio da detecção e medição quantitativa das respostas das interações da radiação eletromagnética com os materiais terrestres.

Essa definição amplia a visão clássica do termo, cuja condição primordial baseia-se na distância remota entre o sensor e o objeto observado, e exclui outros métodos de aquisição de imagens (*e.g.* aeromagnéticos e aerogravimétricos) ao tornar explícito o processo de obtenção das informações exclusivamente a partir do registro das interações entre matéria e a energia eletromagnética (Goetz *et al.* 1983; Sabins 1999; Meneses & Almeida 2012).

3.1.2. Espectro eletromagnético e regiões relevantes para estudos geológicos

As interações entre a radiação eletromagnética e os materiais terrestres são regidas por processos físicos dependentes do comprimento de onda da radiação e das propriedades físicas e químicas dos materiais. A Figura 5 ilustra uma representação do espectro eletromagnético com suas subdivisões tradicionais em faixas de comprimentos de onda. No SR as regiões utilizadas para aquisição de informações dos alvos terrestres compreendem os intervalos do visível, infravermelho e microondas.

Nas regiões do VNIR e SWIR, também conhecidas como “espectro óptico”, o sinal registrado pelos sensores corresponde à intensidade da radiação eletromagnética solar refletida pela superfície dos materiais superficiais. Minerais passíveis de identificação, assim

como os processos físicos determinantes nestes intervalos de comprimento de onda, se encontram descritos na Seção 2.2.1.

Na região do TIR, a interação entre a radiação eletromagnética e os materiais superficiais também fornece informações quanto à composição química de minerais, porém, diferente do espectro óptico, o sinal registrado pelos sensores corresponde à radiação eletromagnética emitida pelos materiais terrestres em função das temperaturas de suas superfícies (Meneses & Almeida 2012; Kuenzer & Dech 2013). Nesta faixa, vibrações moleculares permitem a identificação de minerais formadores de rochas, principalmente silicatos (quartzo, feldspatos, granadas e piroxênios) e carbonatos (Salisbury *et al.* 1989; Walter & Salisbury 1989; Clark 1999; Christensen *et al.* 2000).

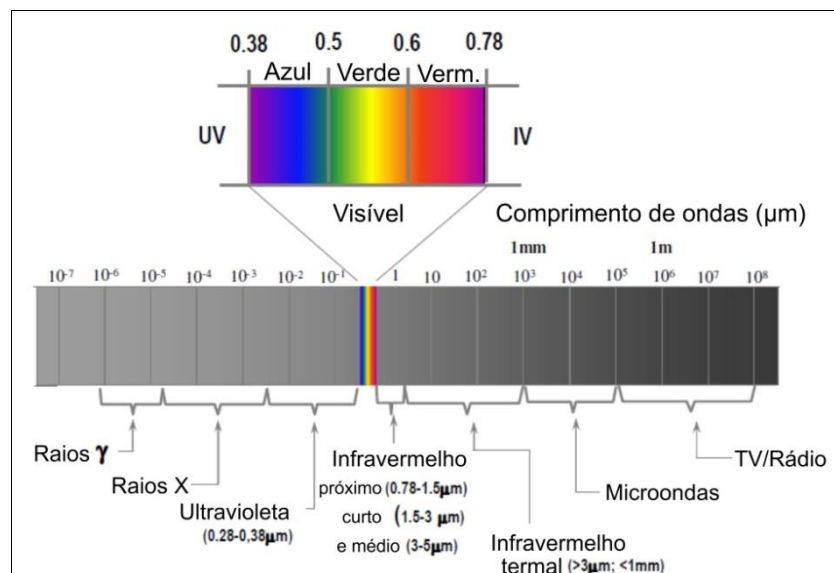


Figura 5 – Principais subdivisões do espectro eletromagnético (modificado de Crósta *et al.* 2016)

Na região das microondas, os sensores (radares) utilizam fontes artificiais para geração da radiação eletromagnética, uma vez que o Sol e a Terra emitem baixíssima quantidade de radiação nessa região espectral (Meneses & Almeida 2012). As informações extraídas das imagens de radar são dependentes da relação entre o tamanho da onda e as variações texturais e estruturais da superfície do terreno e, portanto, não permitem a identificação composicional dos materiais, mas sim seus atributos físicos, tais como rugosidade, tamanho e orientação (Meneses & Almeida 2012; Crósta *et al.* 2016). Assim, as imagens de radar não são diretamente utilizadas no mapeamento mineralógico, porém constituem importante ferramenta na integração de dados geológicos.

3.1.3. Interferências atmosféricas

A radiação eletromagnética refletida e/ou emitida, em sua passagem através da atmosfera, interage com as moléculas dos constituintes gasosos (principalmente H₂O, CO₂ e O₃) e materiais particulados em suspensão (aerossóis), o que acarreta em interferências na intensidade do fluxo radiante, na distribuição espectral e na direção dos raios incidentes (Clark 1999; Meneses & Almeida 2012). Estes efeitos são causados por duas principais formas de interação entre a energia e os materiais atmosféricos, que correspondem à absorção e ao espalhamento da radiação eletromagnética (Schowengerdt 2007; Meneses & Almeida 2012).

Os efeitos causados pela absorção dependem do comprimento de onda da radiação eletromagnética e variam desde a atenuação da intensidade do fluxo radiante até o seu total bloqueio. Assim, surgem os conceitos de “bandas de absorção atmosférica”, sendo regiões do espectro eletromagnético nas quais a radiação é totalmente absorvida pela atmosfera, e “janelas atmosféricas”, que correspondem aos intervalos de comprimento de onda nos quais a radiação eletromagnética é transmitida pela atmosfera (Fig. 6). As bandas de absorção são impeditivas para a obtenção de informações relativas aos materiais de superfície com base no SR e, portanto, os sensores voltados para a aquisição destas informações devem ter suas bandas posicionadas nas janelas atmosféricas (Schowengerdt 2007; Meneses & Almeida 2012).

O efeito causado pelo espalhamento, ao contrário da absorção, aumenta a intensidade do sinal que atinge o sensor, uma vez que a radiação eletromagnética é redirecionada aleatoriamente (dispersão) ao interagir com os componentes atmosféricos. Neste caso a energia recebida pelo sensor corresponde não somente àquela refletida ou emitida pelo alvo terrestre, mas também à energia espalhada pela atmosfera, o que reduz a eficiência na identificação dos materiais (Meneses & Almeida 2012).

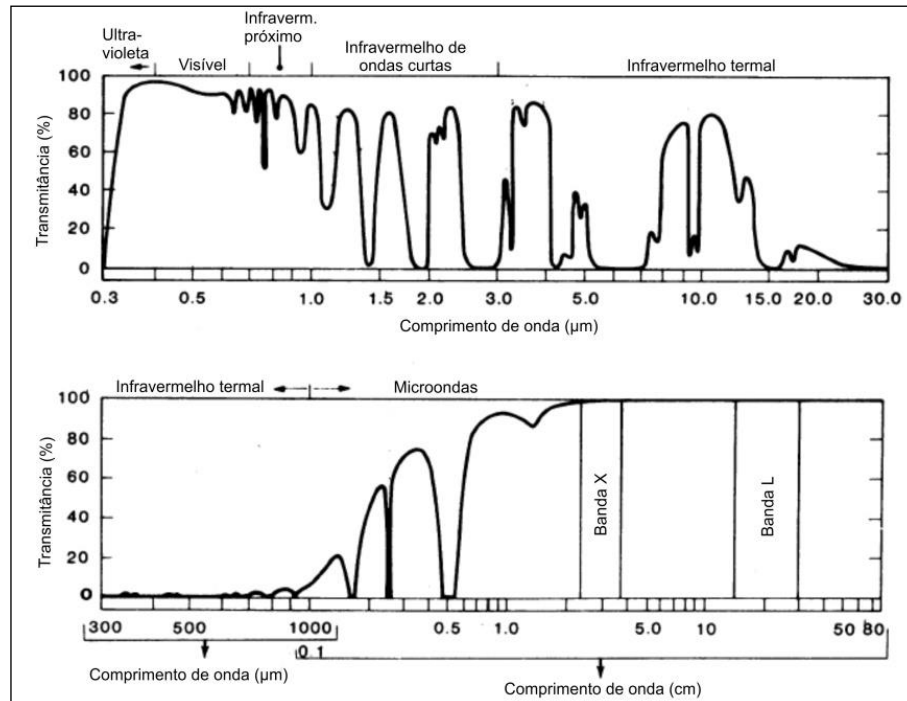


Figura 6 – Espectro de absorção da atmosfera (modificado de Goetz & Rowan 1981)

3.1.4. Reflectância, emissividade e assinaturas espectrais

A identificação dos materiais terrestres a partir da interação entre a energia eletromagnética e as propriedades físico-químicas dos alvos baseia-se na interpretação das assinaturas (espectros) de reflectância (VNIR-SWIR) e de emissividade (TIR) dos materiais. Denomina-se reflectância a razão entre as intensidades das energias refletida e incidente, enquanto que a emissividade corresponde à relação entre a radiação emitida pelo material comparada à de um corpo negro sob mesma temperatura (Novo 2008; Meneses & Almeida 2012). Tanto a reflectância quanto a emissividade variam de acordo com o comprimento de onda da radiação eletromagnética incidente ou emitida, em função das propriedades atômicas e ligações moleculares específicas dos materiais (Seção 2.2.1). Assim, a representação gráfica das variações de reflectância e emissividade dos materiais nos diferentes comprimentos de onda compõem suas assinaturas espectrais e, a partir da análise de feições específicas nas assinaturas, os materiais podem ser identificados (Hunt & Ashley 1979; Clark *et al.* 1990; Salisbury & D'Ária 1992; Clark 1999; Thompson *et al.* 1999).

O sinal registrado pelos sensores imageadores não corresponde diretamente à reflectância ou emissividade dos alvos, mas sim à radiação que deixa a superfície dos materiais, denominada “radiância” (refletida ou emitida). Nas aplicações que visem à investigação do conteúdo composicional dos alvos terrestres, as imagens brutas devem ser

obrigatoriamente convertidas para imagens de reflectância e emissividade, a fim de se obter as assinaturas espectrais dos alvos analisados (Bedell 2004; Meneses & Almeida 2012).

3.1.5. Resoluções das imagens

A identificação de materiais ou objetos terrestres a partir das imagens obtidas por sensores remotos é determinada por quatro formas distintas de medição, que se traduzem em quatro tipos de resolução das imagens: temporal, espacial, radiométrica e espectral (Meneses & Almeida 2012).

A resolução temporal refere-se à frequência com que um sensor revisita uma área e, portanto, diz respeito à sua capacidade de obter imagens periódicas ao longo do tempo. Esta característica permite que as imagens de sensoriamento remoto sejam aplicadas ao acompanhando da evolução de fenômenos dinâmicos na superfície terrestre, tanto antrópicos quanto naturais (Schowengerdt 2007; Meneses & Almeida 2012).

A resolução espacial refere-se ao tamanho do menor objeto que pode ser identificado em uma imagem e é determinada pelo campo instantâneo de visada (IFOV) do sensor. O IFOV é definido pelas propriedades geométricas do sistema e determina a área do terreno que é imageada pelo instrumento a uma dada altitude em um dado momento. Quanto maior a resolução espacial, menor o tamanho do pixel e, portanto, maior a capacidade do sensor em detectar a variabilidade de alvos ao longo de uma área. Imagens de alta resolução espacial permitem a observação de detalhes finos enquanto que imagens de baixa resolução espacial são mais adequadas para observações de feições em escalas regionais (Crósta 1992; Mustard & Sunshine 1999; Schowengerdt 2007; Meneses & Almeida 2012).

A resolução radiométrica relaciona-se à capacidade do sensor em medir diferenças na intensidade dos níveis de radiância refletida ou emitida pelos alvos imageados, em cada pixel unitário. Nas imagens digitais, as intensidades da radiância são expressas em níveis de cinza, os quais têm seus intervalos de valores definidos por números de dígitos binários (*bits*). Quanto maior a resolução radiométrica do sensor, maior o nível de detalhes visuais na imagem gerada e, portanto, maior a capacidade de discriminação dos alvos (Crósta 1992; Mustard & Sunshine 1999; Schowengerdt 2007; Meneses & Almeida 2012).

A resolução espectral se refere à capacidade do sensor em detectar a radiação eletromagnética simultaneamente em diferentes comprimentos de onda. Está diretamente relacionada ao nível de detalhe em que o sensor é capaz de amostrar o comportamento espectral da reflectância (assinatura espectral) dos alvos e, portanto, sua aptidão em fornecer

informações quanto ao conteúdo composicional e físico-químico dos materiais terrestres (Clark 1999; Mustard & Sunshine 1999; Kruse 2012; Meneses & Almeida 2012). Três parâmetros de medida definem a resolução espectral de um sensor: o número de bandas, a largura das bandas e a posição das bandas no espectro eletromagnético. Quanto maior o número de bandas posicionadas em diferentes regiões espectrais e com larguras estreitas, maior será a resolução espectral do sensor (Meneses & Almeida 2012).

3.1.6. Resolução espectral e níveis de informação

Em função de suas resoluções espectrais os sensores imageadores podem ser classificados como “pancromáticos”, “multiespectrais” e “hiperespectrais”. Os pancromáticos registram a radiação eletromagnética em apenas uma única banda espectral, abrangendo um amplo intervalo no espectro. As imagens geradas normalmente apresentam alta resolução espacial, porém não são aplicáveis como ferramenta de análise espectral dos alvos investigados (Bedell 2004; Meneses & Almeida 2012).

Sensores multiespectrais são aqueles capazes de realizar leituras em até dezenas de bandas, com larguras relativamente amplas e posicionadas em regiões específicas do espectro eletromagnético. Para aplicações em geologia, especificamente no mapeamento mineral, as imagens multiespectrais fornecem informações quanto ao conteúdo composicional dos materiais terrestres desde o nível “macro” (classes e categorias), podendo alcançar até o nível de identificação de alguns minerais específicos (Bedell 2004; Agar & Coulter 2007; Mustard & Sunshine 2009; Meneses & Almeida 2012; van der Meer *et al.* 2012).

Já os sensores hiperespectrais produzem imagens em centenas de bandas, estreitas e contíguas, o que permite a extração de assinaturas espectrais dos alvos com alto nível de detalhe. Assim, imagens hiperespectrais permitem não somente identificar materiais de superfície, mas também fornecem informações quanto à granulometria, abundância e comportamento físico-químico de minerais, incluindo variações composicionais e substituições iônicas (Bedell 2004; Agar & Coulter 2007; Goetz 2009; Mustard & Sunshine 2009; van der Meer *et al.* 2012. Swayze *et al.* 2014).

3.2. Sensores imageadores multiespectrais

Atualmente encontra-se disponível uma grande variedade de sensores imageadores, tanto orbitais como aeroportados, operantes em diversas faixas do espectro eletromagnético. Nos itens seguintes é feita uma síntese dos principais sistemas utilizados em

investigações voltadas ao mapeamento mineral de superfície, envolvendo aqueles de uso consagrado e outros de operação recente ou ainda em desenvolvimento.

3.2.1. *Série Landsat*

Os satélites da série Landsat fazem parte de um programa da agência espacial americana (*National Aeronautics & Space Administration* - NASA) iniciado em 1972. O primeiro sensor a ser lançado, denominado *Multispectral Scanner* (MSS), esteve inicialmente a bordo dos satélites Landsat-1 a Landsat-3, contando com quatro bandas espectrais na região do VNIR e adquirindo imagens com 79 metros de resolução espacial. Na década de 1980, além do MSS, os satélites Landsat-4 e Landsat-5 foram equipados também com o sensor *Thematic Mapper* (TM), o qual passou a fornecer melhor detalhe espacial e espectral dos alvos, contando com sete bandas distribuídas nas regiões do VNIR e SWIR e uma banda na região do TIR, com resoluções espaciais de 30 e 120 metros, respectivamente. Em 1999 foi lançado o Landsat-7, equipado com o sensor *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+), que conta com as mesmas bandas do sensor TM, porém com resolução espacial da banda termal melhorada para 60 metros e a inclusão de uma banda pancromática cobrindo a região do visível e parte do infravermelho próximo, com resolução espacial de 15 metros. O mais recente satélite da série, o Landsat-8, foi lançado em 2013 e está equipado com dois sensores, denominados *Operational Land Imager* (OLI) e *Thermal Infrared Sensor* (TIRS). O incremento desta versão sobre os sensores TM e ETM+ corresponde ao acréscimo de duas bandas voltadas a estudos oceânicos e atmosféricos no sensor OLI e o reposicionamento e adição de uma banda termal no sensor TIRS (USGS 2016).

Em termos de potencialidades, a evolução tecnológica dos sensores da série Landsat tem permitido identificar e mapear em escala regional grupos minerais de interesse na prospecção de vários tipos de depósitos, tais como óxidos/hidróxidos de Fe (MSS, TM, ETM+, OLI), argilominerais (TM, ETM+, OLI) e processos de silicificação (TIRS) (Goetz & Rowan 1981; van der Meer *et al.* 2012; Crósta *et al.* 2016). Seu sucesso junto à comunidade geológica mundial se deve a suas adequadas configuração espectral e resolução espacial, combinadas a uma cobertura global e distribuição acessível dos dados (Crósta *et al.* 2016), e uma síntese das mais variadas aplicações exitosas desenvolvidas a partir de seus dados pode ser encontrada nos trabalhos de Crósta & Souza Filho (2009) e van der Meer *et al.* (2012).

Todo o acervo de imagens do programa Landsat é armazenado, gerenciado e distribuído pelo Serviço Geológico dos Estados Unidos (*United States Geological Survey* - USGS) e, desde 2009, as imagens estão disponíveis para *download*, sem restrições e sem

custos, a partir de aplicativos *on-line* disponibilizados pelo USGS (*EarthExplorer* e *Glovis*) (USGS 2016).

3.2.2. ASTER

Em 1999, sob esforço conjunto das agências espaciais dos Estados Unidos e Japão, foi lançado a bordo do satélite Terra o sensor denominado *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer* – ASTER. Este foi o primeiro sensor desenvolvido com foco específico em aplicações geológicas, com configuração espectral notavelmente superior aos sensores do programa Landsat, contando com bandas espectrais (SWIR) projetadas especificamente para a identificação e mapeamento de feições espectrais relacionadas a minerais de alteração hidrotermal (van der Meer *et al.* 2012; Crósta *et al.* 2016).

O sensor ASTER cobre uma ampla região espectral, com 14 bandas distribuídas entre o VNIR (3 bandas), SWIR (6 bandas) e TIR (5 bandas), com resoluções espaciais de 15, 30 e 90 metros, respectivamente. Uma banda adicional duplicada (banda 3), posicionada no infravermelho próximo, foi configurada com visada contrária e permite a obtenção de imagens estereoscópicas e modelos digitais de superfície (Yamaguchi *et al.* 1998; Abrams 2000; van der Meer *et al.* 2012).

A partir de abril de 2007 falhas passaram a ser observadas nos detectores do SWIR e desde abril de 2008 os dados coletados nesta região espectral deixaram de ser aplicáveis. Ainda assim, a partir de abril de 2016 todo o acervo de imagens geradas pelo sensor ASTER pode ser baixado sem restrições e sem custos, sendo também disponibilizado pelos aplicativos *on-line* do USGS (Crósta *et al.* 2016).

3.2.3. WorldView-3

No início da década de 2000, começaram a surgir os primeiros sensores orbitais de alta resolução espacial (entre 3 e 0,5 m), impulsionados pela entrada de empresas comerciais no campo do SR (Crósta *et al.* 2016). Os principais sistemas desenvolvidos nessa fase compreendem os sensores Ikonos, Quickbird, WorldView-1, GeoEye-1, WorldView-2, Pleiades-1A e Pleiades-1B. Apesar da altíssima capacidade de detecção de objetos na superfície, a baixa resolução espectral destes sensores os torna pouco úteis na identificação e caracterização mineralógicas (Crósta *et al.* 2016).

Suprindo essa lacuna de sensores de alta resolução espacial orientados ao mapeamento de feições espectrais diagnósticas de minerais, a empresa norte-americana

DigitalGlobe, lançou em agosto de 2014 o sensor WorldView-3. Este sensor é capaz de gerar imagens com resolução espacial de 3,7 m, distribuídas em 8 bandas na região do SWIR, 1,24 m, distribuídas em 8 bandas no VNIR e 0,31 m, em uma banda pancromática. Além disso, o sistema ainda inclui 12 bandas adicionais, com 30 metros de resolução espacial, em posições úteis a compensação atmosférica (Kruse *et al.* 2015).

Visto ser uma tecnologia ainda recente, poucos são os trabalhos publicados sobre o uso dos dados deste sensor em aplicações geológicas, sendo os mais relevantes os estudos de simulação desenvolvidos por Asadzadeh & Souza Filho (2016b) na detecção direta de hidrocarbonetos, e de Kruse & Perry (2013) aplicado ao mapeamento de minerais de alteração em Cuprite-EUA, este posteriormente complementado por Kruse *et al.* (2015) utilizando imagens adquiridas do próprio sensor.

3.2.4. Sentinel-2

A missão Sentinel-2 faz parte do Programa Copernicus de observação terrestre, desenvolvido pela *European Space Agency* (ESA), sendo composta por dois satélites idênticos, denominados Sentinel-2A (lançado em 23 de Junho de 2015) e Sentinel-2B (lançado em 07 de Março de 2017). Os satélites estão equipados com o sensor *Multi Spectral Instrument* (MSI), com total de 13 bandas distribuídas nas faixas do VNIR e SWIR, com resoluções espaciais de 10, 20 e 60 metros (Drusch *et al.* 2012).

Suas potencialidades envolvem uma ampla gama de atividades, porém, em aplicações geológicas, principalmente no mapeamento mineral, as poucas e amplas bandas espectrais na região do SWIR sugerem que os resultados obtidos a partir dos seus dados sejam os mesmos obtidos pelas imagens dos sensores mais recentes da série Landsat, embora apresente uma melhor resolução espacial (van der Meer *et al.* 2014). Ainda assim, suas várias bandas relativamente estreitas posicionadas na região do VNIR, representam um potencial ainda maior que as imagens Landsat e ASTER para o mapeamento remoto de óxidos, hidróxidos e sulfatos de Fe (van der Werff & van der Meer 2015).

As imagens dos satélites da missão Sentinel-2 estão disponíveis para *download*, de forma irrestrita e sem custos, nos aplicativos *on-line* do USGS e da ESA (*Sentinels Scientific Data Hub*).

3.3. Sensores imageadores hiperespectrais

3.3.1. Aerotransportados

Em 1984 a NASA iniciou o desenvolvimento do sensor hiperespectral “*Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer*” (AVIRIS) e suas primeiras imagens foram tomadas em 1987 a bordo da aeronave ER-2 a 20 km de altitude (Goetz 2009). Desde então o AVIRIS tem passado por importantes atualizações tecnológicas, sendo considerado um dos melhores sensores imageadores aerotransportados (Goetz 2009). Suas características técnicas contemplam 224 canais, distribuídos nas faixas de 400 a 2.500 nm, com resolução espectral de aproximadamente 10 nm. A resolução espacial e a largura das faixas imageadas dependem da altura do voo em relação ao solo, que pode ser de 20 km, resultando em pixels de 20 m e faixas de 11 km de largura, ou de 4 km, resultando em pixels de 4 m e faixas de 2 km de largura (Vane *et al.* 1993; Goetz 2009; van der Meer *et al.* 2012).

Sensores hiperespectrais comerciais começaram a entrar no mercado no final da década de 1980 e atualmente os sistemas mais avançados utilizados no mapeamento mineral são o australiano *Hyperspectral Mapper* (HyMap) e o norte-americano ProSpecTIR-VS. O sensor HyMap é operado pela *HyVista Corporation* (Sydney – Austrália) e suas características espectrais contemplam 126 bandas distribuídas nas faixas entre 450 e 2.500 nm, com resoluções de 15 a 20 nm. A resolução espacial varia entre 3 a 10 m e a relação sinal/ruído entre 500 e 1.000 (Cocks *et al.* 1998; Kruse *et al.* 2000). Já o sensor ProSpecTIR-VS é operado pela empresa SpecTIR (Reno, Nevada – EUA) e coleta dados a partir de dois subsistemas operantes no VNIR e SWIR, respectivamente. No total, cobrem 357 bandas espectrais no intervalo entre 400 e 2.450 nm, com resoluções entre 2,9 e 8,5 nm. A resolução espacial varia entre 0,5 e 5 m e a relação sinal/ruído entre 500 e 1.100 (SpecTIR 2011). A qualidade dos dados obtidos por estes sensores para uso em mapeamento mineral foi devidamente testada (Kruse *et al.* 2000; 2012) e o sucesso nessa aplicação vem impulsionando seu uso em investigações geológicas (*e.g.* Kratt *et al.* 2006; Bedini 2009, 2011; Lammoglia & Souza Filho 2011; Pabón *et al.* 2013; Scafutto *et al.* 2013; Littlefield & Calvin 2014; Molan *et al.* 2014; Franceschini *et al.* 2015; Salles *et al.* 2017).

3.3.2. Orbitais

O sensor Hyperion foi lançado no final do ano 2000 a bordo do satélite experimental da NASA, denominado *Earth Observing-1* (EO-1), sendo o primeiro sensor hiperespectral a operar com sucesso em nível orbital (van der Meer *et al.* 2012; Crósta *et al.*

2016). O satélite EO-1 foi colocado em órbita com objetivo de teste de validação de novas tecnologias, em missão com duração inicial programada para um ano, porém, seu sucesso foi reconhecido pela comunidade científica e a extensão do programa expandida até os dias atuais (Ducart *et al.* 2007; Crósta *et al.* 2016).

Este sensor adquire dados em 220 bandas espectrais com 10 nm de resolução, posicionadas entre 400 e 2.500 nm, com 30 metros de resolução espacial, recobrando faixas de 7,5 km de largura por 100 km de extensão e operando na mesma órbita dos satélites Landsat e ASTER (Ducart *et al.* 2007; van der Meer *et al.* 2012; Crósta *et al.* 2016). Suas principais deficiências correspondem à cobertura espacial incipiente e a baixa relação sinal/ruído, a qual dificulta a análise dos dados com precisão (Ducart *et al.* 2007; Crósta *et al.* 2016).

Em outubro de 2001, a bordo do satélite PROBA-1, a ESA lançou o sensor hiperespectral *Compact High Resolution Imaging Spectrometer* (CHRIS), com alcance espectral apenas na faixa do VNIR, entre 400 e 1.050 nm. Este sensor fornece imagens em 19 canais, com resolução espectral de 5-12 nm e espacial de 17 m, em faixas de 14 km de largura, podendo ser reconfigurado para 63 bandas, com resolução espacial de 34 m (van der Meer *et al.* 2012).

Atualmente, sensores hiperespectrais orbitais de tecnologia mais avançada se encontram em desenvolvimento pelo Governo Alemão (sensor EnMAP – VNIR-SWIR) e pela NASA (sensor HypsIRI – VNIR-SWIR-TIR), com previsão de lançamento a partir de 2020 (van der Meer *et al.* 2012; Crósta *et al.* 2016).

3.4. Pré-processamentos

O sucesso na geração de informações composicionais dos materiais terrestres (qualitativas e quantitativas) a partir de imagens de sensores remotos está diretamente relacionado à capacidade de se extrair dos pixels assinaturas espectrais com nível suficiente de precisão. Distorções nas imagens podem ser causadas por defeitos apresentados ao longo da vida útil do sensor ou inerentes ao próprio levantamento, além das interferências causadas pela interação da energia eletromagnética com os materiais atmosféricos (Meneses & Almeida 2012). Nos itens a seguir, são apresentadas algumas das distorções mais comuns em imagens multi e hiperespectrais e os processamentos utilizados para suas correções.

3.4.1. Eliminação de ruídos

Valores anômalos de radiância nos pixels de imagens de sensoriamento remoto são comuns e provocam efeitos indesejados na extração de informações dos alvos

investigados (Ducart 2007). Estes pixels defeituosos podem se apresentar com valores saturados (claros) ou sem sinal (escuros) e se distribuem na imagem de forma aleatória ou como erros coerentes, em linhas de pixels. No caso de erros aleatórios, o método mais utilizado para correção é a substituição dos pixels ruidosos pelas médias dos vizinhos mais próximos, aceitando-se que os alvos na natureza possuem alta correlação espacial e, portanto, alta probabilidade de repetição de características espaciais e espectrais (Meneses & Almeida 2012).

Os ruídos em linha (*stripping*) correspondem a faixas regularmente espaçadas, frequentemente presentes nas imagens de sensores do tipo *pushbroom*, nos quais cada coluna numa banda corresponde a um único detector (Ducart. 2007). Caso um ou mais detectores sejam descalibrados, os níveis de cinza das imagens serão notavelmente diferentes para as linhas correspondentes, dando à imagem um aspecto de persiana (Meneses & Almeida 2012). Este tipo de ruído não significa valores defeituosos dos pixels, mas sim diferentes valores de ganho e compensação, e os métodos propostos para a correção do *stripping* se baseiam nas estatísticas dos histogramas para equilibrar os valores de cada coluna com os valores de todas as colunas da imagem completa para cada banda (Ducart 2007).

3.4.2. Efeito “*crosstalk*”

O efeito *crosstalk* se refere ao “vazamento” da radiação eletromagnética que incide em um detector para os detectores vizinhos, que passam a registrar um acréscimo indevido nos valores de radiância. Este efeito está presente nas imagens do subsistema SWIR do sensor ASTER, cujos detectores das bandas 5 e 9 recebem radiação excedente, transportada por reflexões múltiplas a partir do detector da banda 4 (ERSDAC 2003). Estes desvios acarretam em falsas feições de absorção no espectro de reflectância dos pixels, induzindo a erros na interpretação mineralógica dos espectros (Mars & Rowan 2010). Algoritmos específicos para a correção do efeito *crosstalk* nas imagens ASTER foram desenvolvidos (ERSDAC 2003; Biggar *et al.* 2005; Iwasaki & Tonooka 2005), os quais devem ser aplicados aos dados brutos do sensor, previamente a correção atmosférica.

3.4.3. Efeito “*smile*”

Este é um tipo de ruído também comum a todos os sensores *pushbroom*, embora sua observação não seja óbvia em bandas individuais, sendo necessária a transformação da imagem no espaço MNF (*Minimum Noise Fraction*) para se tornar detectável (Ducart 2007). O efeito ocasionado nas imagens corresponde a um gradiente de brilho observável nas

primeiras imagens MNF, que ocorre devido a um deslocamento do comprimento de onda central dependente da posição do pixel ao longo da linha de imageamento. Para sensores de alta resolução espacial estas mudanças não devem ser ignoradas, uma vez que podem alterar os espectros dos pixels e reduzir precisão de classificações (Goodenough *et al.* 2003). Para a correção deste efeito, Goodenough *et al.* (2003) testaram e compararam três métodos distintos utilizando dados dos sensores AVIRIS e Hyperion.

3.4.4. Correção atmosférica

As interferências causadas pelos efeitos atmosféricos na radiação detectada pelos sensores remotos compreendem as degradações mais significativas e alteram radiometricamente as imagens por completo, tanto adicionando radiância extra, quanto atenuando a intensidade da energia que atinge sensor (Meneses & Almeida 2012). Assim, a correção atmosférica das imagens é um passo obrigatório nas aplicações que visam à extração das assinaturas de espectrais dos alvos terrestres, dentre elas o mapeamento mineral de superfície.

O método mais simples de correção atmosférica, aplicado apenas para dados de sensores multiespectrais, corresponde à “subtração do escuro” (*dark subtraction*). Esta técnica se baseia no pressuposto de que cada banda da imagem deveria conter pixels com valores próximos ou iguais a zero (sombras e corpos d’água), mas que, devido ao espalhamento atmosférico, se mostram com valores mais elevados. Consequentemente os histogramas das bandas estarão deslocados da origem e, após a identificação do valor adicionado para cada banda, este é subtraído (Meneses & Almeida 2012).

Para dados de sensores hiperespectrais a subtração do escuro não é um método aplicável, uma vez que estes sensores detectam a radiação eletromagnética em centenas de bandas estreitas, sendo altamente sensíveis ao espalhamento e às variadas feições de absorção atmosférica (Agar & Coulter 2007; Goetz *et al.* 2009; Meneses & Almeida 2012). Durante meados da década de 1980 vários métodos empíricos foram desenvolvidos para remoção de efeitos atmosféricos em imagens hiperespectrais e derivação de reflectância relativa (Gao *et al.* 2009). Os mais usuais compreendem: (i) *Flat Field*: utiliza espectros de uma área plana e espectralmente homogênea (areia de praia) para compor um espectro médio de radiância que será usado como denominador na divisão com os espectros de cada pixel da imagem; (ii) *Internal Average Relative Reflectance (IARR)*: calcula um espectro médio de toda a cena, e divide os espectros de cada pixel da cena por ele; (iii) *Empirical Line*: utilizada uma

transformação linear para coincidir os espectros da imagem com espectros coletados em campo (*endmembers*) (Agar & Coulter 2007; Gao *et al.* 2009; Meneses & Almeida 2012).

Métodos mais complexos e robustos, desenvolvidos para correção de imagens hiperespectrais (também aplicáveis a imagens multiespectrais) envolvem a aplicação de algoritmos de processamento com entrada de parâmetros específicos do sensor e das condições atmosféricas na aquisição da cena, e permitem a derivação da reflectância de superfície a partir de dados de radiância (Gao *et al.* 2009). Estes métodos baseiam-se em modelos de transferência radiativa (*e.g.* 5S, 6S, LOWTRAN, MODTRAN) e os algoritmos mais difundidos e utilizados (*e.g.* Green; ATREM; HATCH; ACORN, FLAASH, ISDAS, ATCOR) encontram-se disponíveis em programas computacionais específicos para tratamento de dados de sensoriamento remoto (Latorre *et al.* 2001; Agar & Coulter 2007; Gao *et al.* 2009; van der Meer *et al.* 2012). Gao *et al.* (2009) apresentam uma revisão dos principais aspectos destes métodos, enquanto que trabalhos de comparação de resultados podem ser encontrados em Clark *et al.* (1995); Latorre *et al.* (2001) e Kruse (2004).

3.4.5. Suavização de espectros da imagem

Os métodos de correção atmosférica de modo geral diminuem a relação sinal/ruído dos dados ao incorporar ruídos residuais nos espectros, além de introdução de efeitos provocados por diferenças entre o modelo atmosférico e a atmosfera real (Ducart 2007). Estas distorções podem ser diminuídas a partir de ferramentas de suavização de ruídos espectrais, tais como a *Empirical Flat Field Optimal Reflectance Transformation* (EFFORT) (Boardman 1998). Seu princípio é semelhante ao da calibração *Empirical Line*, porém não utiliza dados de campo, aplicando uma correção de ganhos e compensações calculados após a transformação dos dados para reflectância aparente, e removendo efeitos remanescentes de incongruências no modelo de correção atmosférica (Boardman 1998).

3.5. Métodos de mapeamento espectral

A identificação, caracterização e quantificação de materiais a partir de imagens de sensores remotos requerem a implementação de técnicas de análise espectral, cujo desenvolvimento vem sendo impulsionado pela difusão do uso de sensores de alta resolução espectral, nas suas mais diversas aplicações (Mustard & Sunshine 1999; Keshava & Mustard 2002; van der Meer *et al.* 2012; Asadzadeh & Souza Filho 2016a). Asadzadeh & Souza Filho (2016a) apresentam uma ampla revisão e esquema de categorização, assim como um estudo

comparativo dos inúmeros métodos de processamento espectral disponíveis. Nos parágrafos seguintes serão sucintamente descritas as técnicas mais usuais, tanto para dados multiespectrais quanto hiperespectrais, aplicadas em trabalhos de mapeamento mineral de superfície.

Os métodos mais simples de análise espectral, quando aplicados com sólido entendimento das causas físicas relacionadas às feições das assinaturas espectrais, podem ser uma forma muito efetiva de extração de informações composicionais relevantes (Mustard & Sunshine 1999). Estes métodos se baseiam no realce das feições espectrais mais amplas dos alvos investigados, tendo sido extensivamente explorados para imagens multiespectrais, principalmente dos sensores TM, ETM+ e ASTER, dado o baixo nível de detalhe espectral deste tipo de sensor (van der Meer *et al.* 2012). Dentre estes, as Razões de Bandas e Análise por Principais Componentes (APC) são os mais difundidos.

As razões de bandas são projetadas para ressaltar gradientes relacionados a feições espectrais características dos alvos de interesse, a partir da diferença de reflectância entre uma banda de absorção e uma de suas ombreiras (van der Meer *et al.* 2012; Asadzadeh & Souza Filho 2016a). As razões das imagens Landsat TM7/TM5 e TM3/TM1 são comumente utilizadas para separar materiais de alteração argílica e óxidos de Fe, respectivamente. Já para as imagens ASTER, Kalinowski & Oliver (2004) e Cudahy & Souza Filho (2006) apresentam uma ampla variedade de composições e razões de bandas, combinadas com outras operações aritméticas simples (índices minerais) passíveis de mapear assembleias associadas a diferentes estilos de alteração. Imagens de razão são altamente impactadas pelo espalhamento atmosférico e, portanto, calibrações prévias devem ser efetuadas (Agar & Coulter 2007).

A análise de principais componentes também faz uso de gradientes espectrais, porém a partir de métodos estatísticos sobre os histogramas das imagens, estabelecendo o grau de correlação entre as bandas e produzindo novas bandas totalmente descorrelacionadas (Meneses & Almeida 2012). A partir da análise dos autovalores das imagens geradas, informações espectrais são usadas para realçar a mineralogia de superfície (técnica FPCS – *Feature Oriented Principal Components Analysis*) (Crósta & McMoore 1989). Uma forma alternativa de FPCS, aplicada aos dados do sensor TM (“Técnica Crosta”) (Loughlin 1991), permite a derivação de imagens de distribuição de argilominerais e de óxidos de Fe, aplicando APCs nos subconjuntos de bandas TM 1-4-5-7 e TM 1-3-4-5, respectivamente. Apesar de

inicialmente proposta para dados Landsat, as análises de principais componentes são também adaptáveis a dados ASTER e hiperespectrais (Crósta *et al.* 2003).

Para dados hiperespectrais, as técnicas de processamento espectral mais simples, embora aplicáveis, não são capazes de extrair das imagens todo o imenso potencial de informações que estas podem fornecer (Cloutis 1996). Os métodos mais amplamente utilizados para análise de dados hiperespectrais podem ser agrupados em duas principais categorias: métodos baseados em comparação e métodos baseados em mistura (sub-pixel) (van der Meer *et al.* 2012; Asadzadeh & Souza Filho 2016a).

Os métodos baseados em comparação buscam encontrar uma medida de semelhança entre espectros de referência conhecidos (*endmembers*) (de bibliotecas espectrais ou espectros de campo de materiais conhecidos) e espectros-alvo da imagem (van der Meer *et al.* 2012; Asadzadeh & Souza Filho 2016a). Um dos mais usuais destes métodos denomina-se *Spectral Angle Mapper* (SAM) (Kruse *et al.* 1993), o qual considera os espectros como vetores num espaço n-dimensional, estimando a similaridade entre os *endmembers* e os espectros dos pixels da imagem a partir do ângulo entre os vetores. Como produto, é gerada uma imagem para cada espectro de referência, cujos valores dos pixels são correspondentes ao ângulo entre os vetores (van der Meer *et al.* 2012). Já o método *Spectral Feature Fitting* (SFF) aplica uma regressão por mínimos quadrados para encontrar o ajuste entre os *endmembers* e os espectros dos pixels, baseado nas feições de absorção características, após remoção do contínuo (Asadzadeh & Souza Filho 2016a). Como produto têm-se, para cada *endmember*, imagens que representam a medida da intensidade da feição em cada pixel (imagem *scale*), imagens que representam o erro médio quadrático do ajuste (imagem RMS) e imagens produzidas pela razão entre *scale* e RMS, representando a probabilidade do pixel em conter o *endmember* (imagem *fit*) (Meneses & Almeida 2012).

Os métodos baseados em mistura compreendem técnicas de desmistura espectral das imagens com objetivo de quantificar a abundância relativa dos vários materiais num mesmo pixel (*full unmixing*) (van der Meer *et al.* 2012; Asadzadeh & Souza Filho 2016a). Tipicamente, o procedimento compreende uma primeira etapa na qual se busca pelo melhor conjunto de *endmembers* que representa as variações espectrais de toda a cena (assinaturas espectralmente únicas de componentes puros do terreno). Em seguida, se busca pelo subconjunto de *endmembers* seguramente responsável pela variação espectral em um pixel, e, finalmente, se estima a abundância precisa de cada *endmember* nos pixels da imagem

(Asadzadeh & Souza Filho 2016a). Nesta técnica, a transformação MNF (*Minimum Noise Fraction*) é tradicionalmente usada para reduzir a dimensionalidade dos dados, segregar e equalizar ruídos e maximizar a confiabilidade dos resultados (Asadzadeh & Souza Filho 2016a). Para derivar os *endmembers* da imagem, o algoritmo PPI (*Pixel Purity Index*) é usualmente utilizado, o qual deriva uma estatística para cada pixel da cena baseado na sua proximidade com um vértice em um espaço n-dimensional, assumindo-se que os pixels mais próximos dos vértices têm as maiores probabilidades de representar materiais puros (van der Meer *et al.* 2012). A última etapa corresponde à inversão dos dados, na qual vários modelos podem ser usados. No método *Linear Spectral Unmixing* (LSU) os valores dos pixels de cada imagem final indicam a fração do pixel que contem o material que representa o *endmember* de cada imagem (Boardman 1998). Nas aplicações em que não é necessário conhecer o conteúdo espectral total de um pixel (*partial unmixing*) os métodos *Matched Filtering* (MF) e *Mixture Tuned Matched Filtering* (MTMF) são usualmente os mais utilizados. O método MF maximiza as respostas dos *endmembers* conhecidos e minimiza as respostas de *background*. Os produtos são imagens para cada *endmember* analisado, nas quais as intensidades dos pixels representam o seu grau relativo de coincidência com os espectros de referência e sua abundância (Boardman & Kruse 2011). O método MTMF realiza as mesmas operações que o MF, porém calcula também uma imagem de inviabilidade (*infeasibility*) para cada *endmember*, que é utilizada para reduzir o número de falsos positivos que são às vezes encontrados no método MF (Asadzadeh & Souza Filho 2016a).

CAPÍTULO 3 – ESTUDO DE ESPECTROSCOPIA PONTUAL E DE IMAGEAMENTO NO DEPÓSITO DE OURO DE PEDRA BRANCA, MACIÇO DE TROIA, NORDESTE DO BRASIL: IMPLICAÇÕES PARA A EXPLORAÇÃO MINERAL DE DEPÓSITOS DE OURO OROGÊNICO HOSPEDADOS EM TERRENOS METAMORFIZADOS EM FÁCIES ANFIBOLITO

Durante o desenvolvimento desta pesquisa de mestrado, o seguinte artigo científico foi preparado para submissão:

João Luís Carneiro Naletto, Mônica Mazzini Perrotta, Felipe Grandjean da Costa, Carlos Roberto de Souza Filho, *Point and imaging spectroscopy investigations on the Pedra Branca gold deposit, Troia Massif, Northeast Brazil: Implications for mineral exploration of orogenic gold deposits hosted in amphibolite metamorphic-grade terrains.*

A íntegra do manuscrito é apresentada nas páginas seguintes.

Point and imaging spectroscopy investigations on the Pedra Branca gold deposit, Troia Massif, Northeast Brazil: Implications for mineral exploration of orogenic gold deposits hosted in amphibolite metamorphic-grade terrains

João Luís Carneiro Naletto ^{a,b}, Mônica Mazzini Perrotta ^a, Felipe Grandjean da Costa ^c,
Carlos Roberto de Souza Filho ^b

^a Geological Survey of Brazil – CPRM, São Paulo-SP, Brazil.

^b Institute of Geosciences, University of Campinas (UNICAMP), Campinas-SP, Brazil.

^c Geological Survey of Brazil – CPRM, Fortaleza-CE, Brazil.

Abstract

The Pedra Branca gold deposit is a recent discovery conducted by private exploration projects in the Troia Massif of Northern Borborema Province, Northeast Brazil. It comprises an orogenic gold deposit hosted by the amphibolite-facies Serra das Pipocas greenstone belt. Airborne hyperspectral images (ProSpecTIR-VNIR-SWIR system) covering the Pedra Branca gold deposit as well as spectroscopic data (ASD-Fieldspec and SisuCHEMA instruments) from representative rock samples in the area were used in this study to investigate the spectro-mineralogical patterns of alteration minerals at both district and deposit scales. The spectroscopic data were integrated with geological information from the deposit, and also with X-ray powder diffraction and petrographic analyses, to reveal alteration footprints that could guide gold exploration targeting in the region. The results indicate the occurrence of a main hydrothermal calc-silicate alteration in ferromagnesian host rocks, consistent with proximal alteration assemblages found in amphibolite-facies gold deposits. White mica compositional trends suggest a later hydrothermal alteration that affected the pre-existing mineral assemblages and crystallized Al-rich white mica in distal zones and Al-poor white mica in the ore zone. Spectroscopic analyses of outcrop samples indicate that well-ordered kaolinite occurs as a weathering product of Al-poor white mica-bearing samples, and therefore could be used as a proxy to mineralization at deposit scale. Mineral maps produced by processing of airborne hyperspectral images, combined to soil geochemical anomalies, further supports the notion that well-ordered kaolinite can be used as a proxy to mineralization in weathered ferromagnesian host rocks. Target areas for gold exploration can be pointed out by airborne hyperspectral data based on the identification of spectral mixtures of nontronite and well-ordered kaolinite. The mineral and physicochemical trends identified

in this study set an important baseline for mineral exploration of amphibolite-facies orogenic gold deposits in greenstone belt terranes. The mineral guides defined here can be sensed by VNIR/SWIR hyperspectral sensors at multiple scales using portable, core scanning, wall-imaging, airborne or satellite-borne instruments.

Keywords: Reflectance spectroscopy; Hyperspectral imaging; Mineral prospecting; Orogenic gold deposit; Troia Massif.

1. Introduction

The characterization of alteration mineral assemblages is an important tool to the understanding and exploration of hydrothermal ore deposits. The mapping of alteration halos adjacent to the deposits, integrated with other geologic data, may allow the definition of physicochemical trends and vectors toward mineralization (Thompson et al., 1999).

Orogenic gold deposits (Böhlke, 1982; Groves et al., 1998) represent the source of much of the world's gold production (Goldfarb et al., 2005). They are formed during late stages of accretionary or collisional orogenies and are found worldwide in Archean to Cenozoic metamorphic terranes, spatially associated to major crustal structures (Groves et al., 1998, 2003; Eilu et al., 1999; Goldfarb et al., 2001, 2005). In general, the orebodies correspond to quartz-carbonate veins, with dimensions extending from a few centimeters up to 5 meters thick, in a variety of styles and geometries (Eilu et al., 1999; Dubé and Gosselin, 2007). The gold is associated to sulfides and hydrothermal alteration minerals, which compositions and assemblages reflect the interaction between hydrothermal fluids and various wallrock types, in different crustal levels of alteration (Eilu et al., 1999; Goldfarb et al., 2005).

In greenschist-facies metasedimentary and mafic host rocks, the hydrothermal assemblages can be divided into three main zones of alteration, according to proximity to the gold lodes: (i) a proximal zone, in which diagnostic minerals are white mica, Fe- or Mg-bearing carbonates, quartz, albite and sulfides; (ii) an intermediate zone, defined by the dominant presence of Fe- or Mg-bearing carbonates, with minor chlorite and rare sulfides; and (iii) a distal zone, characterized by the occurrence of chlorite, epidote, calcite, quartz and absence of sulfides (Eilu et al., 1999; Eilu and Groves, 2001; Goldfarb et al., 2005). In amphibolite-facies conditions, the hydrothermal alteration halos are much less extensive than those in greenschist-facies wallrocks and two main zones of alteration can be distinguished: (i) a distal zone, with biotite as the diagnostic mineral; and (ii) a proximal calc-silicate zone,

where amphibole, garnet, diopside, calcite, calcic plagioclase, K-feldspar and biotite are developed (Mueller and Groves, 1991; Bloem et al., 1994; Neumayr et al., 1995; Eilu et al., 1999; Eilu and Groves, 2001; Bucci et al., 2002; Goldfarb et al., 2005).

In orogenic gold environment, sulfide minerals may occur from trace amount to 3-5% in the quartz-carbonate veins or disseminated in the altered wallrocks (Eilu et al., 1999; Goldfarb et al., 2005). Arsenopyrite predominates in greenschist-facies metasedimentary rocks, and pyrite and pyrrhotite are more common in metaigneous rocks. Loellingite occurs from mid-amphibolite to granulite-facies conditions, whereas pyrrhotite is the most common sulfide in amphibolite metamorphic grades (Eilu et al., 1999; Goldfarb et al., 2005).

Reflectance spectroscopy is a technique that has been increasingly employed in the mineral industry, both in the initial exploratory stages and in the furthest ore quality control steps, being largely applied in the characterization of hydrothermal assemblages. Through the study of the interaction between electromagnetic energy at specific wavelengths (350 nm to 2500 nm) and the surface of materials (Clark, 1999; Clark et al., 2006), this analytical technique allows the identification of mineral species and some of their physicochemical properties in a quick, non-destructive and simple way, often providing additional information, other than those obtained by traditional methods, such as petrography, litho geochemistry or X-ray diffraction analyses (Thompson et al., 1999; Swayze et al., 2000, 2014).

In the visible-near infrared (VNIR) wavelength region (350 nm to 1300 nm), electronic processes determine absorption features related to transition metal ions (Fe^{2+} , Fe^{3+} , Ni^{2+} , Cu^{2+} , Mn^{2+} , Cr^{3+} e Ti^{4+}), rare earth elements and colors of materials (Hunt, 1977; Clark, 1999). Spectral signatures in this wavelength region allow the identification of hematite, goethite, jarosite, some Fe-hydroxylated silicates, pyroxenes, copper oxides, Fe- and Mn-carbonates and silicates (Hunt, 1977; Clark, 1999; Pontual et al., 2008a; Kruse, 2012). In the shortwave infrared (SWIR) wavelength region (1300 nm to 2500 nm) absorptions are determined by vibrational processes related to bonds in H_2O , OH, CO_3 , NH_4 and SO_4 molecules and cation-OH bonds, such as Al-OH, Fe-OH and Mg-OH (Hunt, 1977; Clark, 1999; Thompson et al., 1999; Kruse, 2012). Minerals identified by absorption features in this wavelength region comprise phyllosilicates (e.g. kaolinites, white micas, smectites, chlorite, biotite, serpentine, and talc), hydroxylated silicates (e.g. epidote, actinolite, and hornblende), sulphates (e.g. alunite, jarosite, and gypsum), carbonates (e.g. calcite, dolomite, siderite, and

magnesite) and ammonium-bearing minerals (e.g. buddingtonite) (Pontual et al., 2008a; Clark, 1999).

Imaging spectroscopy (also known as “hyperspectral remote sensing”) is a technology that explores the physical principles of reflectance spectroscopy for identification and mapping of materials by means of image processing and classification. Hyperspectral images are acquired in hundreds of narrow and consecutive bands, allowing the extraction of high-detail spectral signatures for each image pixel over a selected wavelength range (Goetz et al., 1985; Vane and Goetz, 1993; Goetz, 2009; Plaza et al., 2009; Schaepman et al., 2009; Kruse, 2012; Van der Meer et al., 2012). This continuous spectral sampling allows the application of statistical techniques to compare image spectra with specific spectral features of target materials and also to derive relative abundances of the mineral components from image pixels by means of spectral unmixing methods (Goetz, 2009; Kruse, 2012; Asadzadeh and Souza Filho, 2016).

The Geological Survey of Brazil has acquired hyperspectral images collected by the ProSpecTIRTM-VS airborne sensor over different geological environments in Brazil, in order to investigate the application of these dataset for remote extraction of mineral information at equatorial latitudes and mainly under semi-arid type weathering profile and vegetation cover.

In this study, we report on mineral mapping results achieved by the application of spectral processing methods to a selected set of hyperspectral images acquired over the Pedra Branca gold deposit (Fig. 1), located in the Troia Massif of Northern Borborema Province, Northeast Brazil. The Pedra Branca deposit was recently discovered by Jaguar Mining Company and comprises an amphibolite-facies orogenic gold deposit hosted by the Paleoproterozoic, Serra das Pipocas greenstone belt (Lopez, 2012; Costa et al., 2014, 2015a, 2016; Sousa et al., 2017). In addition to the airborne hyperspectral images, outcrop samples from the area were collected (Fig. 1) and representative altered and mineralized drill core samples were provided by Jaguar Mining. This sample set was investigated by point and imaging spectroscopy analyses (ASD-Fieldspec[®] and SisuCHEMATM instruments) in order to recognize the spectro-mineralogical content and their physicochemical properties variability. This multi-source, multi-scale hyperspectral data were integrated with other geologic data (XRD analysis, petrography and soil geochemistry), aiming to provide additional information regarding the alteration footprints in the Pedra Branca gold deposit and establish mineral guides for gold exploration in the Serra das Pipocas greenstone belt.

2. Study area

The Serra das Pipocas region is located in the central portion of the Ceará State (NE Brazil) approximately 300 km southwest of its capital (Fortaleza), between the municipalities of Boa Viagem, Pedra Branca, Tauá and Independência (Fig. 1). The study area ranges from approximately 520 m to 780 m above sea level and is covered by a forest of stunted trees and spiky scrub (Caatinga), which lose their leaves during the annual dry seasons (6 to 11 dry months).

In the regional geologic context, the study area is located in the Borborema Province, which represents a Neoproterozoic mobile belt in the northeastern South American Platform, related to the Brasiliano/Pan-African Orogeny and formation of West Gondwana supercontinent (Almeida et al., 1981; Brito Neves et al., 2000) (Fig. 1B). The geological evolution of the Borborema Province is characterized by several thermal-tectonic processes of crust generation and crustal reworking, spanning from Archean to early Paleozoic times (Brito Neves et al., 2000; Van Schmus and Brito Neves, 2002; Arthaud et al., 2008). Its final configuration is marked by a network of crustal-scale transcurrent shear zones and a mosaic of deformed Neoproterozoic supracrustal sequences and older (Archean and Paleoproterozoic) reworked crustal blocks (Almeida et al., 1981; Brito Neves et al., 2000; Van Schmus and Brito Neves, 2002; Arthaud et al., 2008). In the northern portion of the Borborema Province, the Troia Massif (Brito Neves, 1975) represents one of these Archean-Paleoproterozoic basement blocks (Fig. 1B). It is formed mainly by Neoproterozoic TTG gneisses and migmatites (Fetter, 1999; Silva et al., 2002; Ganade et al., 2017), represented by the Cruzeta Complex (Oliveira and Cavalcante, 1993), which hosts two major metavolcano-sedimentary sequences, recognized as Paleoproterozoic greenstone belts: (i) Algodões greenstone belt to the north (Costa et al., 2015b; Martins et al., 2009) and (ii) Serra das Pipocas greenstone belt to the southwest (Pessoa et al., 1986; Costa et al., 2014, 2015a, 2016; Sousa et al., 2017) (Fig. 1C). Several Paleoproterozoic granitoids occur intrusive into both Cruzeta Complex (Archean rocks) and the greenstone belts, representing the record of pre-collisional to collisional plutonism at the Troia Massif (Silva et al., 2014; Costa et al., 2018).

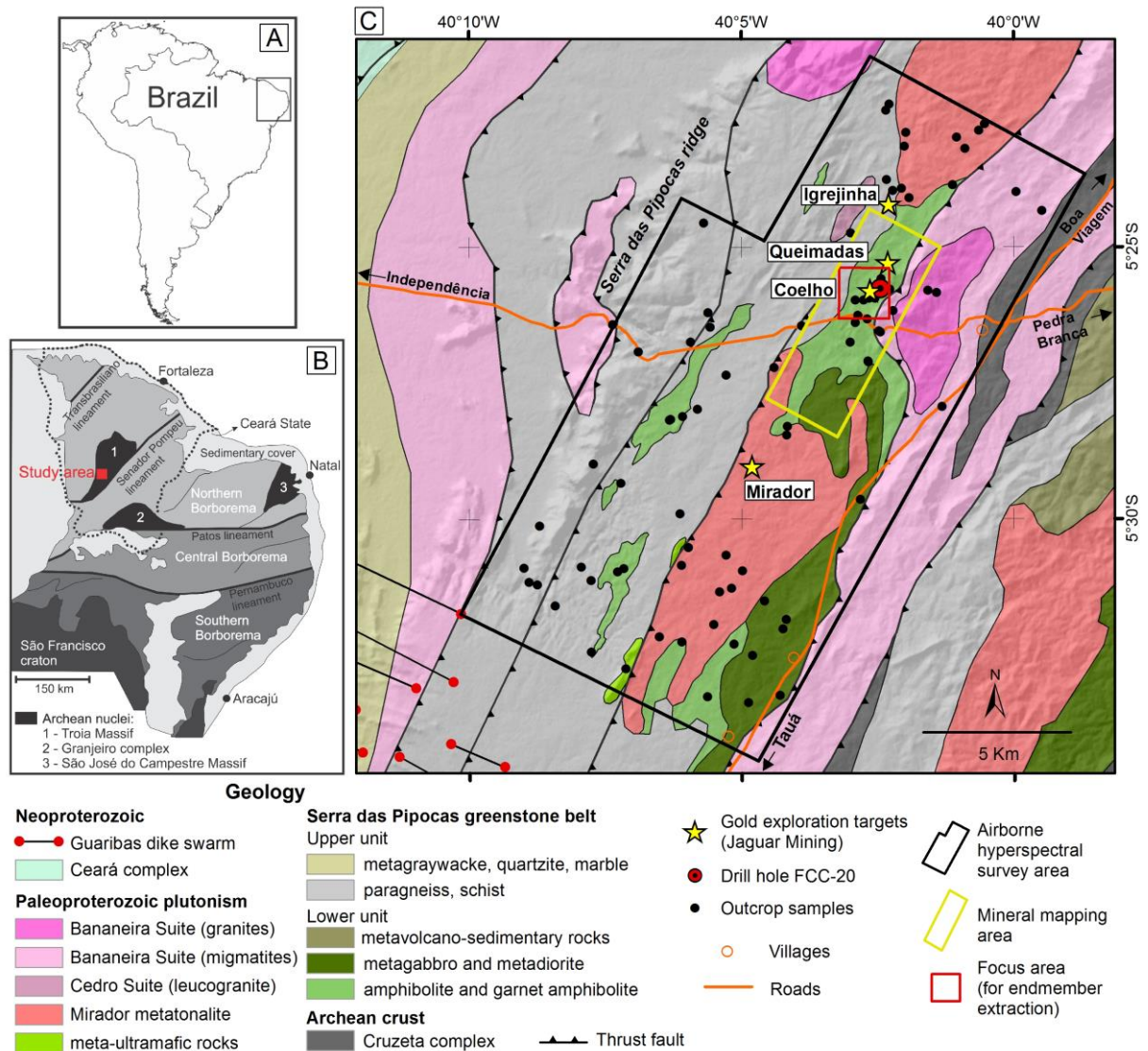


Figure 1 - Simplified geologic framework of Troia Massif and Serra das Pipocas greenstone belt. A) Location of Borborema Province in South America continent; box outlines area shown in B. B) Schematic map of the Borborema Province illustrating its major subdivisions (modified from Brito Neves et al., 2000; Arthaud et al., 2008) and locations of Troia Massif in the Northern Borborema and study area. C) General geology of the study area with locations of Jaguar Mining's gold exploration targets, outcrop samples collected for spectroscopic analyses and areas investigated by airborne hyperspectral imaging. Geology modified from Costa et al. (2018).

The Serra das Pipocas greenstone belt features a Paleoproterozoic (c. 2.23 Ga) metavolcano-sedimentary sequence, metamorphosed under upper greenschist to upper amphibolite facies conditions (Costa et al., 2014, 2018; Sousa et al., 2017). The dominant rock types in its lower unit are metabasalts (amphibolite and garnet amphibolite), interlayered with metasedimentary rocks and metamafic-ultramafic plutonic rocks. The upper unit comprises mainly schists and paragneisses with graphite and kyanite, interlayered with felsic

to intermediate metavolcanic rocks and minor metagraywacke, quartzite and marble (Sousa et al., 2017; Costa et al., 2018). This supracrustal package was intruded by Paleoproterozoic (c. 2.18 to 2.06 Ga) felsic to intermediate magmas, represented by foliated metatonalite (Mirador Tonalite) (Costa et al., 2018), S-type leucogranite (Cedro Suite) (Pessoa et al., 1986), porphyritic quartz monzonite associated with migmatites and semi-circular intrusions of equigranular monzo- to sienogranites (Bananeira Suite) (Oliveira and Cavalcante, 1993; Costa et al., 2018). Supracrustal Neoproterozoic record (c. 800 to 640 Ma) comprises paragneisses, schists and marbles (Ceará Complex) (Arthaud et al., 2008; Araujo et al., 2012), overlying the Serra das Pipocas greenstone belt to the northwest by tectonic contact. Felsic to intermediate dikes (c. 580 Ma Guaribas Dike Swarm) (Cavalcante et al., 2003; Cavalcanti, 2011), outcrop to the southwest of the study area (Fig. 1C).

The gold exploration targets of the Pedra Branca deposit (Fig. 1C) are roughly aligned to the main NE-SW shear zone direction, along the stratigraphic boundary between the top and base units of the Serra das Pipocas greenstone belt (Costa et al., 2015a). The ore bodies are emplaced into metatonalites (Mirador target), mafic to intermediate metavolcanic rocks (Coelho and Queimadas targets) and metasedimentary rocks (Igrejinha target) (Fig. 1C). The gold-mineralized areas extend hundreds of meters along strike, with 1 to 5 meters thick and grading roughly 2 to 7 g/t Au (Lopez, 2012; Costa et al., 2016). The gold is generally associated to folded quartz veins and associated calc-silicate hydrothermal alteration (Costa et al., 2016). Sulfides occur disseminated within foliation planes and crystallized in brittle-ductile structures and fracture planes filled by quartz and/or carbonate, suggesting deformation and remobilization of the ore during the main tectono-structural events (Costa et al., 2016). Petrographic studies conducted by Costa et al. (2016) describe a calc-silicate mineral assemblage associated to hydrothermal alteration of the metavolcano-sedimentary layers, including diopside, amphibole, K-feldspar, biotite, titanite, pyrrhotite, pyrite, magnetite, ilmenite, carbonate, (+/-) chalcopyrite and (+/-) chlorite. Diopside occurs destabilized to amphibole and pyrrhotite crystals are replaced by pyrite (Costa et al., 2016). Magnetite occurs as rims on pyrite crystals, suggesting that the mineralizing fluid has decreased its temperature and became more oxidant (Costa et al., 2016). Gold particles are found associated to hydrothermal biotite and hornblende in quartz-carbonate veins. SEM/EDS analyses indicate that gold also occurs as gold-silver-telluride inclusions in titanites near the edges of magnetite and pyrite (Costa et al., 2015a, 2016). U-Pb geochronology analysis (LA-ICPMS) for these titanites associated to calc-silicate alteration suggest that gold

mineralization was emplaced during the Paleoproterozoic (2029 +/- 27 Ma) and was later strongly affected, and possibly remobilized, by Neoproterozoic (573 +/- 7 Ma) regional metamorphism (Costa et al., 2016).

3. Materials and methods

3.1. Sample suite

The collection of a representative suite of samples for spectral characterization of the lithological unities was carried out during two fieldwork campaigns. These data were complemented by outcrop information from previous projects and rock samples selected from the database and archives of the Geological Survey of Brazil. Additionally, drill core samples from the main gold exploration target hosted by mafic metavolcanic rocks (drill hole FCC-20 from the Coelho target) (Fig. 1C) were provided by Jaguar Mining. A total of 109 outcrop samples (Fig. 1C) and nine drill core samples were analyzed.

3.2. Point spectral measurements and absorption feature analysis

The spectral measurements were made with an ASD-FieldSpec[®] 3 Hi-Resolution spectroradiometer (referred hereafter as ASD-Fieldspec). This instrument records spectra with 2151 bands, spanning from 350 to 2500 nm, at a spectral resolution of 3 nm to 8.5 nm in the visible-near infrared (VNIR) and 6.5 nm in the short-wave infrared (SWIR) wavelength regions, and sampling intervals of 1.4 nm (VNIR) and 2 nm (SWIR). The spectra were obtained using a contact probe (20 mm diameter) with an internal illumination source, and the radiance values were calibrated to reflectance values by means of a Spectralon[™] panel. All the different sample surfaces were investigated according to its type (exposed, natural joint or sawed), degree of weathering, angular relationship with foliation, and heterogeneities (veins and bands). This measurement procedure generated a total of 408 spectra, and all samples were photographed for reference.

The mineral identification was based on the visual inspection of shape and wavelength position of diagnostic absorption features in the spectra, with the assistance of ENVI[®] and TSG[™] Pro software packages and reference to the spectral libraries from USGS (Clark et al., 1993) and GMEX guides (Pontual et al., 2008a, 2008b), as well as long established works on the spectral behavior of minerals (e.g., Hunt and Salisbury, 1970, 1971; Hunt et al., 1971a, 1971b; Hunt, 1977; Hunt and Ashley, 1979; Clark et al., 1990; Clark, 1999).

Specific features in the spectra of some minerals were also analyzed in order to investigate physicochemical trends possibly related to mineralization processes, such as white mica compositional variations and kaolinite crystallinity variation and ion substitution.

3.3. Core-range hyperspectral measurements and data preprocessing

In order to detect the mineral variability in a finer spatial resolution (micron-scale), the drill core samples from Coelho target were also scanned using the Specim SisuCHEMA™ hyperspectral imager (referred hereafter as SisuCHEMA). This instrument employs a pushbroom imaging in the SWIR wavelength range and measures 256 channels, between 928 nm and 2524 nm, with spectral resolution of 10 nm and sampling interval of 6.3 nm. In this study, a 50 mm lens was used, which produced images with pixel size of 156 x 156 μm. Raw image data were automatically calibrated to reflectance using an internal white reference and instrument routines. The preprocessing steps comprised: (i) spatial subset to mask out pixels of no interest, like the sampling tray background, and irregular sample borders; (ii) spectral subset to remove noisier bands or with no coherent data (16 bands at the beginning and end of the spectra), resulting in 240 bands retained between 1004 nm and 2499 nm; (iii) spectral smoothing by means of a Savitzky-Golay filter (Savitzky and Golay, 1964), with second order smoothing polynomial and filter width of three, to increase the signal-to-noise ratio of the dataset.

3.4. Airborne hyperspectral measurements and data preprocessing

Approximately 240 km² of imagery were collected over the gold exploration targets of the Serra das Pipocas greenstone belt (“airborne hyperspectral survey area” in Fig. 1C) during the peak of the dry season of 2014, between September 22 and 30. The data were acquired at 2 m spatial resolution by Fototerra® Company (in partnership with the SpecTIR® Company), using a ProSpecTIR™-VS airborne image system (referred hereafter as ProSpecTIR). This hyperspectral system obtains data in 357 channels, covering the 400 to 2450 nm spectral range, by means of two co-aligned sensors: Specim® AISA Eagle (VNIR wavelength region) and Specim® AISA Hawk (SWIR wavelength region). The VNIR data were acquired with spectral resolution of 2.9 nm and sampling interval of 4.6 nm. The SWIR data were acquired with spectral resolution of 8.5 nm and sampling interval of 5.3 nm. The radiance dataset was converted to apparent surface reflectance values (%*100) by Fototerra®, using a SpecTIR® proprietary routine, by means of atmospheric compensation based on MODTRAN®-4 radiative transfer codes inside the ATCOR®-4 software package.

For this study, images from 7 flight lines were used, each with 650 m ground width and average overlap of 50%, covering an area of approximately 20 km² around the Coelho and Queimadas targets (“mineral mapping area” in Fig. 1C).

Each flight line image was corrected for radiometric inconsistencies due to the geometry of data acquisition. The “Cross-track Illumination Correction” and the “Destripe” tools on ENVI[®] software were used to remove, respectively, illumination imbalances across the image direction line (lateral brightness gradient) and periodic scan line striping in image data, common in pushbroom sensors. The radiometric corrected images were spatially subset to delimit the correspondent “mineral mapping area” (Fig. 1C) in each flight line, which was subsequently georeferenced and orthorectified based on geographic lookup table (GLT) files, containing map locations for every image pixel.

A seamless and radiometrically balanced mosaic was then generated from the geocorrected images in two main steps: (i) mosaicking of flight lines from the same data acquisition, with no statistical balance or feathering, resulting in one mosaic of 2 images from September 25 and another mosaic of 5 images from September 27; (ii) combination of these two mosaics, adjusting the statistical range of the smaller one (September 25 mosaic) through application of the gains and offsets calculated from the intersecting region of the larger one (September 27 mosaic), and using a feathering distance of 12 pixels to blend the edges of overlapping areas.

To increase the signal-to-noise ratio and reduce artifacts remaining from the atmospheric compensation, a spectral smoothing was applied to the final image mosaic, based on a Savitzky-Golay filter (Savitzky and Golay, 1964) with second order smoothing polynomial and filter width of two. Pixels attributed to vegetation, with no interest for the subsequent mineral mapping, were masked out based on the Normalized Difference Vegetation Index (NDVI). The index was calculated using the data from the 652.9 nm and 840.6 nm spectral bands and a threshold value of 0.30 was applied to remove pixels dominated by vegetation ($NDVI > 0.30$).

The final preprocessing step applied to the airborne dataset was a spectral subset for limiting the data only to the bands needed for mapping absorption features related to the minerals expected, based on the results of ASD-FieldSpec and SisuCHEMA analyses (Sections 4.1, 4.2). This step is important to highlight the spectral features of the target materials over unknown materials on the subsequent endmember extraction and spectral mapping procedures, considering that in an airborne image of 2 m spatial resolution the

spectral signatures of the pixels represent the mixture of several ground materials. Also, some bands are dominated by low quality signals and/or artifacts remained from the atmospheric compensation that could weight more than the absorption features of interest on the further spectral analyses. Accordingly, 42 SWIR bands were selected, between 2079.2 nm and 2335.6 nm, based on diagnostic spectral features of predictable minerals in the study area and also SWIR absorptions related to dry plant materials (Elvidge, 1990), in order to spectrally discriminate vegetation not masked out by the NDVI analysis.

3.5. Hyperspectral image processing

3.5.1. Endmember extraction

Image-based endmembers (or reference spectra) were extracted from the SisuCHEMA and ProSpecTIR preprocessed data through the statistical procedures described in detail by Boardman (1993), Boardman et al. (1995) and Boardman and Kruse (2011) and implemented on ENVI[®] as the “Spectral Hourglass” tool. This approach reduces the spectral and spatial dimensionality of the reflectance image dataset to a few main endmembers that are then identified and used as input data for the spectral classification (Boardman and Kruse, 2011). The first step was the minimum noise fraction (MNF) transformation (Green et al. 1988), which applied a modified principal component analysis to remove the correlation between the original bands and produced eigenimages (MNF bands) that were separated into two sets: one group of spatially coherent images (retained for further processing) and a second group of noise-dominated images, that was discarded. The MNF bands retained were then used in a “pixel purity index” (PPI) investigation (Boardman et al., 1995), which is based on convex geometric methods to find and select the most spectrally singular pixels (that contain the endmembers) in the image dataset. Finally, these pixels were used for the extraction of specific endmembers, by means of an interactive “*n*-dimensional” scatterplot visualization technique (where *n* is equal to the number of MNF bands selected) (Boardman, 1993; Boardman et al., 1995), and the spectral signatures were defined by selecting the most extreme points of the data cloud. The identification of the material present in all spectra obtained by this approach was done as described in the Section 3.2. To each image analyzed, a spectral library containing endmembers with relevant mineral information was assembled to be employed in the further mineral mapping steps.

The detailed analysis of the different set of endmembers achieved by the “Spectral Hourglass” approach showed that some known spectrally-active minerals on samples were not represented by them. This lack of spectral signatures of some predictable minerals was well

observed in the SisuCHEMA endmember set, with which ASD-FieldSpec measurements and visual inspection of samples could be confronted. This is an expected disadvantage when deriving endmembers from image statistics, attributed to the collinearity of reflectance signatures of spectrally similar materials, as addressed by Van der Meer and Jia (2012). To improve the endmember extraction from SisuCHEMA images, additional spectral signatures were collected directly from image pixels. The selection of pixels was based on visual inspection and comparison of different patterns on RGB color composite images from the MNF bands, which exhibit the inherent spectral variability of materials in the scenes (Green et al. 1988). The additional endmembers extracted were then integrated to the formerly assembled endmember libraries for the SisuCHEMA dataset.

For the ProSpecTIR images a spatial approach was added to the endmember extraction procedures to enhance the selection of reference spectra containing important mineral information that could be applied to gold exploration in the area. For this purpose, a spatial subset of approximately 3 km² around Coelho target (“focus area” in Fig. 1C) was delimited based on the results from ASD-Fieldspec analysis of outcrop samples and soil geochemistry results from Lopez (2012). The “Spectral Hourglass” approach was then applied separately to each preprocessed flight-line image limited to the “focus area” (spatial subset of 4 flight lines) and to the corresponding area in the mosaic image, resulting in a total of 98 candidate endmembers. These endmembers were integrated to the endmember library assembled from the “Spectral Hourglass” approach applied to the entire mosaic (“mineral mapping area” in Fig. 1C), which contained 31 endmembers. From this integrated endmember library, 22 spectra containing relevant mineral information and 12 spectra representing materials of no interest in the scene (e.g. dry vegetation, asphalt, building roofs and other manmade materials) were selected for the further mineral mapping.

3.5.2. Mineral mapping

For the SisuCHEMA dataset the Mixture Tuned Matched Filtering (MTMF) technique (Boardman, 1998) was applied for production of mineral maps to each of the nine hyperspectral images analyzed. The MTMF is a partial linear unmixing method designed to map the apparent abundance of a known target material in the presence of a composite background (Boardman and Kruse, 2011). It combines a Matched Filtering (MF) for abundance estimation with a measure of infeasibility (Mixture Tuning Modeling), used to reduce the false positives commonly found on MF results (Boardman and Kruse, 2011). The outputs are two sets of grayscale images for each input endmember, one set for MF scores and

the other for the infeasibility values (or MT scores), both calculated for each pixel by comparison with the endmember spectral signatures. The mineral mapping results are presented as classification images. Classes were defined by visual selection of pixels with low infeasibilities and high MF scores, by means of scatterplots that combine these output scores for each endmember analyzed.

For the ProSpecTIR dataset, the Spectral Angle Mapper (SAM) (Kruse et al., 1993) was used for classification of the entire mosaic image. The SAM algorithm determines the similarity between the endmembers and the image spectra by calculating the angle between them, treated as vectors in an n -D space (where n is equal to the number of bands) (Kruse et al., 1993). The output is a set of grayscale images (rule images), one per endmember, where lower pixel values (spectral angle in radians) indicate better matches to the corresponding reference spectrum. In this study, to each rule image a threshold value of two standard deviations below mean was applied to highlight only the best SAM match pixels. The final result (mineral map) presents a combination of these pixels into a classification map that shows the spectrally predominant mineral(s) for each image pixel. The MTMF method was also applied to the ProSpecTIR mosaic image, in order to investigate the apparent abundance of a particular target endmember.

3.6. Validation of spectro-mineralogical interpretations

Petrographic descriptions and X-ray powder diffraction (XRD) analyses of selected portions of the drill core samples from Coelho target (Fig. 1C) were conducted in order to validate the mineral identification yielded from ASD-FieldSpec and SisuCHEMA investigations.

Twenty five thin sections were petrographically analyzed under an Olympus BX51-P polarizing microscope.

For XRD analyses, 25 vein portions were separated from samples after fragmentation (< 10 mm) in a 15 ton manual hydraulic press and powdered to approximately 200 mesh (0.074mm) in a vibratory chrome steel ring mill. The XRD scans were collected on a PANalytical X'Pert Pro MPD (PW 3040/60) diffractometer, equipped with a PW3050/60 (θ - θ) goniometer, a ceramic X-ray tube with a Co anode ($\lambda_{\text{CoK}\alpha 1} = 1.78901 \text{ \AA}$) and an X'Celerator RTMS model detector. Data acquisition and processing were done with X'Pert Data Collector and X'Pert HighScore software packages, both from PANalytical.

3.7. Soil geochemistry data

Soil geochemistry results (gold grades in ppb) for 6026 samples collected over the mineral mapping area (Fig. 1C) were provided by Jaguar Mining (unpublished data). These results were used for cross-correlation with the mineral mapping results from SAM and MTMF techniques applied to the ProSpecTIR mosaic image.

4. Results

4.1. Drill core samples (drill hole FCC-20 - Coelho target)

4.1.1. Point and imaging spectroscopy

The results from mineral identification by means of point and imaging spectroscopy analyses (ASD-Fieldspec and SisuCHEMA) on drill core samples from Coelho target, as well as by XRD and petrography, are summarized in Table 1. These investigations were conducted to characterize and compare the spectral and mineralogical variations in the different altered zones and background, by means of spectroscopic analysis of representative samples from the deposit. Figure 2 illustrates the position of each sample collected in a schematic profile of the drill hole FCC-20. Figure 3 illustrates the mineral mapping results for the SisuCHEMA dataset, as well as the endmembers employed in MTMF classification and the most representative spectra measured by ASD-Fieldspec, with mineral interpretations.

The spectroscopic analyses focused on the hydrothermal veins, which were categorized by mesoscopic descriptions as: (i) “type I”, characterized as deformed, greenish quartz-carbonate veins, with amphibole and/or biotite selvages; and (ii) “type II”, characterized as late, whitish quartz-carbonate veins. The minerals identified in the spectral curves comprise: actinolite, biotite, calcite, chlorite, diopside, epidote, garnet, hornblende, quartz, smectites, sulfides (noisy signatures), white micas and zeolite.

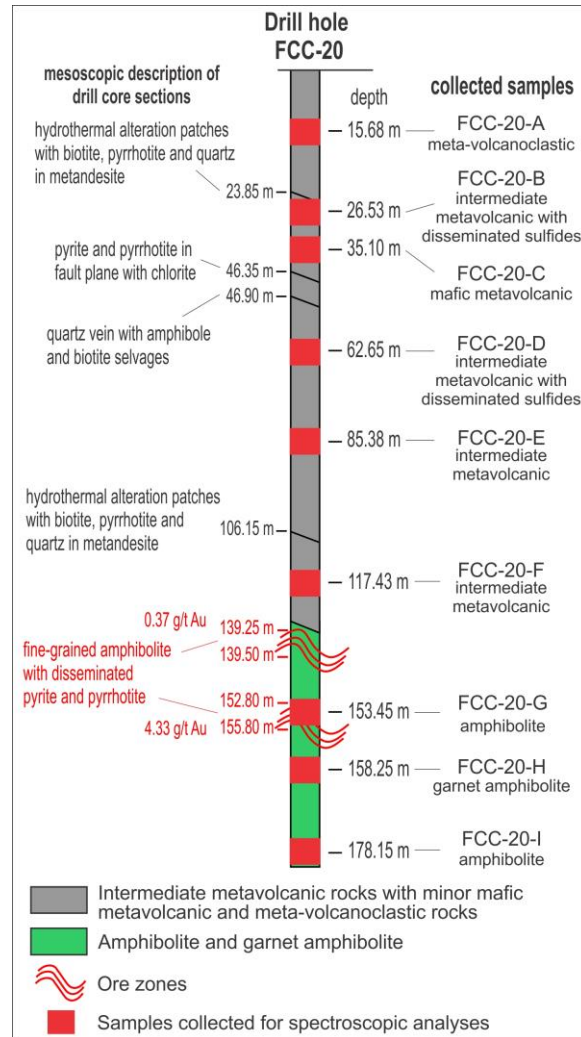


Figure 2 - Schematic profile of the drill hole FCC-20 at Coelho target (location on Fig. 1C) illustrating the position of each sample collected for spectroscopic analyses, in relation to the lithologic groups intercepted and depths of ore zones.

Table 1 - Results from mineral identification by spectroscopy, XRD and petrographic analyses on drill core samples (drill hole FCC-20) from the Coelho target. The precise position of analysis in each sample is illustrated in Fig. 3. Ab: albite; Bt: biotite; Cal: calcite; Cb: carbonate; Chl: chlorite; Clay: clay mineral; Cpx: clinopyroxene; Di: diopside; Ep: epidote; Fsp: feldspar; Grt: garnet; Hbl: hornblende; Il: illite; Mnt: montmorillonite; Non: nontronite; Ph: phengite; Pl: plagioclase; Py: pyrite; Qz: quartz; S: Sulfide; Sa: sanidine; Ser: sericite; Sme: smectite; Ttn: titanite; Wmc: white mica; Zeo: zeolite. Number in parentheses means the wavelength position of Al-OH absorption feature in white mica spectral signatures.

Sample-depth (m)	Lithology	Hydrothermal alteration vein/fracture – Analysis position	ASD-FieldSpec	SisuCHEMA	XRD	Petrography
FCC-20-A - 15.68	Intermediate meta-volcaniclastic rock	Hydrothermal vein type I - A1	Di, Ep, Chl, Hbl, Sme, Wmc(2201)	Ep, Chl, Hbl/Act, Qz, Sme, Wmc(2194)	Ab, Cpx, Hbl, Ph, Qz	Act, Bt, Chl, Clay, Di, Ep, Hbl, Pl, Qz, S, Ser, Wmc
		Hydrothermal vein type I - A2	Hbl/Act, Cal, Di, Ep, Chl, Sme, Wmc(2202)	Cal, Cb, Ep, Chl, Hbl/Act, Sme, Wmc(2201)	Ab, Cal, Cpx, Hbl, Ph, Py, Qz	Act, Cb, Chl, Di, Ep, Hbl, Qz, Ttn, Wmc
		Hydrothermal vein type I - A3	Bt/Chl, Hbl, Wmc(2198)	Bt, Ep, Chl, Hbl/Act, Sme, Wmc(2194)	Ab, Cpx, Hbl, Ph, Qz	Hbl, Pl, Qz, Ser
		Fracture - A4	Mnt, Non	Hbl, Mnt	-	Bt, Clay, Fsp, Qz, Ser
FCC-20-B - 26.53	Intermediate metavolcanic rock with disseminated sulfides	Hydrothermal vein type I - B1	Cb, Chl/Bt, Hbl/Act, Qz, S	Act, Bt, Cb, Chl, Hbl, Qz, Wmc(2201)	Ab, Bt, Cal, Cpx Hbl, Ph, Qz, Sa	Bt, Chl, Di, Ep, Hbl, Pl, Qz, S, Ser, Ttn, Wmc
		Hydrothermal vein type I - B2	Bt, Cb, Qz, Wmc(2199)	Bt, Cb, Chl, Hbl, Qz, Wmc(2194)	Ab, Bt, Cal, Cpx, Hbl, Ph, Qz	Bt, Cb, Di, Fsp, Pl, Qz, S, Ser, Ttn, Wmc
		Fracture - B3	Zeo	Zeo	-	-
FCC-20-C - 35.10	Mafic metavolcanic rock	Hydrothermal vein type I - C1	Bt, Cb, Chl, Di, Ep, Hbl	Bt, Cal, Ep, Chl, Hbl, Qz, Wmc(2201)	Ab, Cal, Cpx, Hbl, Ph, Qz	Cb, Di, Ep, Hbl, Pl, S, Ttn
		Hydrothermal vein type II - C2	-	Cal, Qz	Ab, Cal, Hbl, Ph, Qz	-
		Hydrothermal vein type II - D1	Bt, Chl, S, Wmc(2200)	Bt, Cb, Chl, Hbl, Wmc(2201)	Ab, Bt, Cal, Hbl, Ph, Qz	-
FCC-20-D - 62.65	Intermediate metavolcanic rock with disseminated sulfides	Hydrothermal vein type II - D2	Bt, Hbl, Wmc(2198)	Bt, Cal, Hbl, Wmc(2194)	Ab, Bt, Cal, Hbl, Ph, Qz	-
		Hydrothermal vein type II - D3	-	Bt, Cb, Chl, Hbl, Qz, Wmc(2201), Wmc(2207)	Ab, Bt, Cal, Hbl, Ph, Qz	-

Sample-depth (m)	Lithology	Hydrothermal alteration vein/fracture – Analysis position	ASD-FieldSpec	SisuCHEMA	XRD	Petrography
		Hydrothermal vein type II - E1	Bt, Cal, Chl, Wmc(2200)	Bt, Cal, Cb, Hbl, Qz, Sme, Wmc(2194), Wmc(2201)	Ab, Cal, Hbl, Ph, Qz	Bt, Cb, Chl, Fsp, Qz, Ser
FCC-20-E - 85.38	Intermediate metavolcanic rock	Hydrothermal vein type I - E2	Bt, Chl, Hbl	Bt, Cal, Cb, Chl, Hbl, Qz	Ab, Hbl, Ph, Qz	-
		Fracture - E3	-	Bt, Hbl, Zeo	Ab, Bt, Hbl, Ph, Qz	-
		Hydrothermal vein type I - F1	Bt, Cb, Chl, Hbl	Bt, Cal, Hbl, Qz, Sme	Ab, Bt, Cal, Cpx, Hbl, Qz	Bt, Cb, Chl, Di, Ep, Hbl, Qz, Ttn
FCC-20-F - 117.43	Intermediate metavolcanic rock	Hydrothermal vein type II - F2	Bt, Cb, Chl, Qz, Wmc(2202)	Cb, Il(2201), Wmc(2201)	Ab, Cal, Hbl, Ph, Qz	Bt, Chl, Pl, Qz, Ser, Wmc
		Hydrothermal vein type II - F3	Bt, Chl, Qz, Wmc(2206)	Bt, Cb, Qz, Wmc(2207)	Ab, Bt, Hbl, Ph, Qz	Bt, Chl, Fsp, Pl, Qz, Ser, Wmc
		Hydrothermal vein type I - G1	Cb, (-)Chl, Di, Hbl, Wmc(2200)	Cal, Cb, Ep, Hbl, Wmc(2201)	Cal, Cpx, Hbl, Ph, Qz	Cb, Di, Fsp, Hbl, Pl, Qz, Ttn
FCC-20-G - 153.45	Amphibolite (ore zone)	Hydrothermal vein type II - G2	Amp, Bt, Cb, Wmc(2210)	Cb, Bt, Wmc(2213)	Ab, Hbl, Ph, Qz	Cb, Qz, Wmc,
		Fracture - G3	-	Hbl, Mnt/Zeo(?)	-	-
		Hydrothermal vein type I - H1	Bt, Chl, Di, Ep, Hbl, Wmc(2201)	Grt, Cb, Ep, Hbl, Wmc(2201)	Ab, Cal, Cpx, Hbl, Qz	Cb, Di, Ep, Hbl, Pl, Qz, S, Ser, Ttn,
FCC-20-H - 158.25	Garnet amphibolite	Hydrothermal vein type II - H2	-	Cb, Chl, Qz, Wmc(2201)	-	-
		Fracture - H3	Zeo	Zeo	-	Zeo
		Hydrothermal vein type I - I1	Bt, Cb, Chl, Di, Ep, Hbl, Wmc(2200)	Cal, Cb, Ep, Hbl, Wmc(2201)	Ab, Cal, Cpx, Hbl, Ph, Qz	Cb, Di, Ep, Fsp, Hbl, Pl, Qz, Ser
FCC-20-I - 178.15	Amphibolite	Hydrothermal vein type II - I2	Bt, Cal, Chl, Qz, Wmc(2196)	Bt, Chl, Qz, Wmc(2194), Wmc(2201)	Ab, Hbl, Qz	-

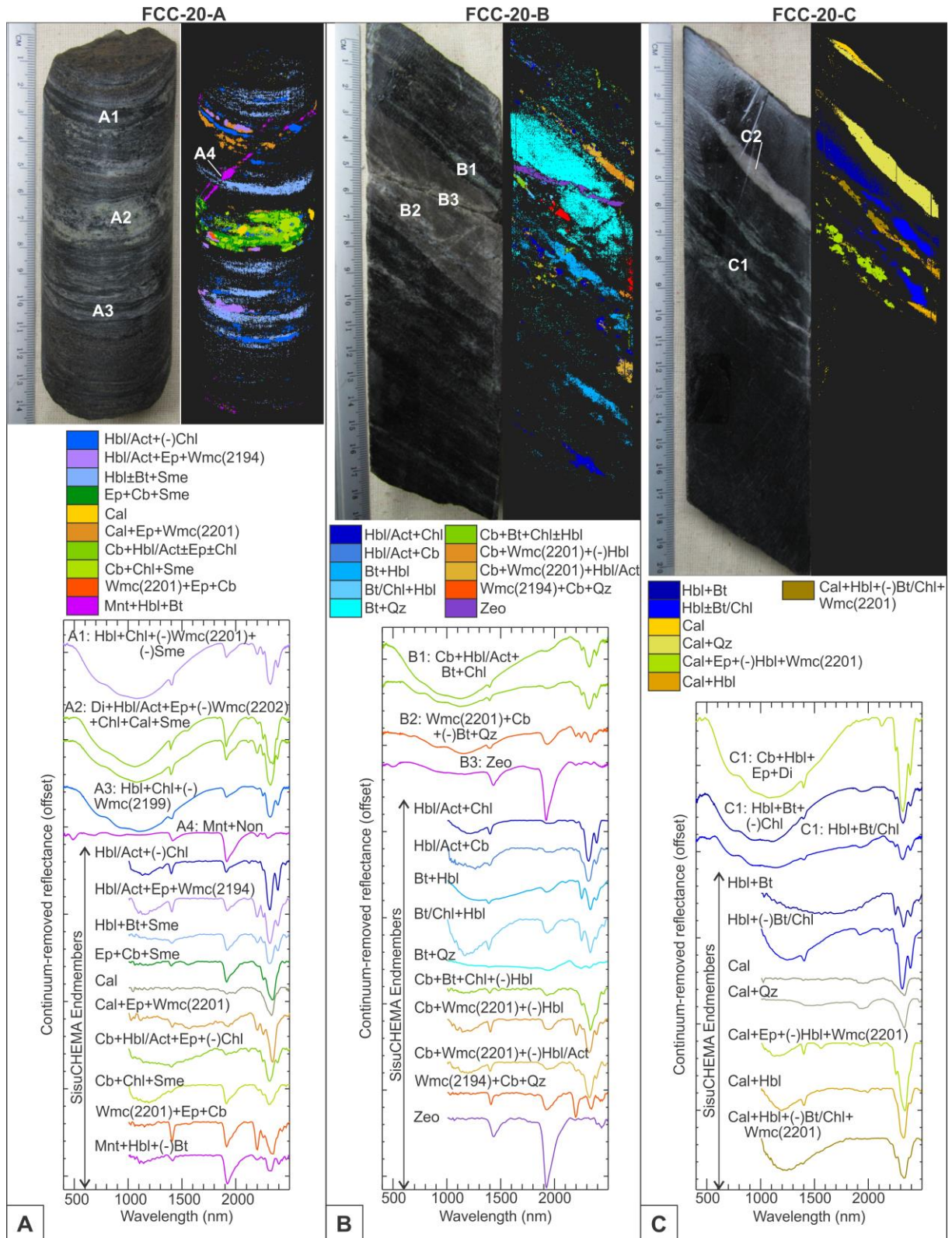


Figure 3 – Photos and mineral maps produced from SisuCHEMA images of drill core samples from Coelho target. Representative spectra measured by ASD-Fieldspec (VNIR-SWIR) and endmembers employed in MTMF classification are illustrated with correspondent mineral interpretations. Numbered locations in the images indicate position of analyses as referred in Table 1 and in discussions in the text.

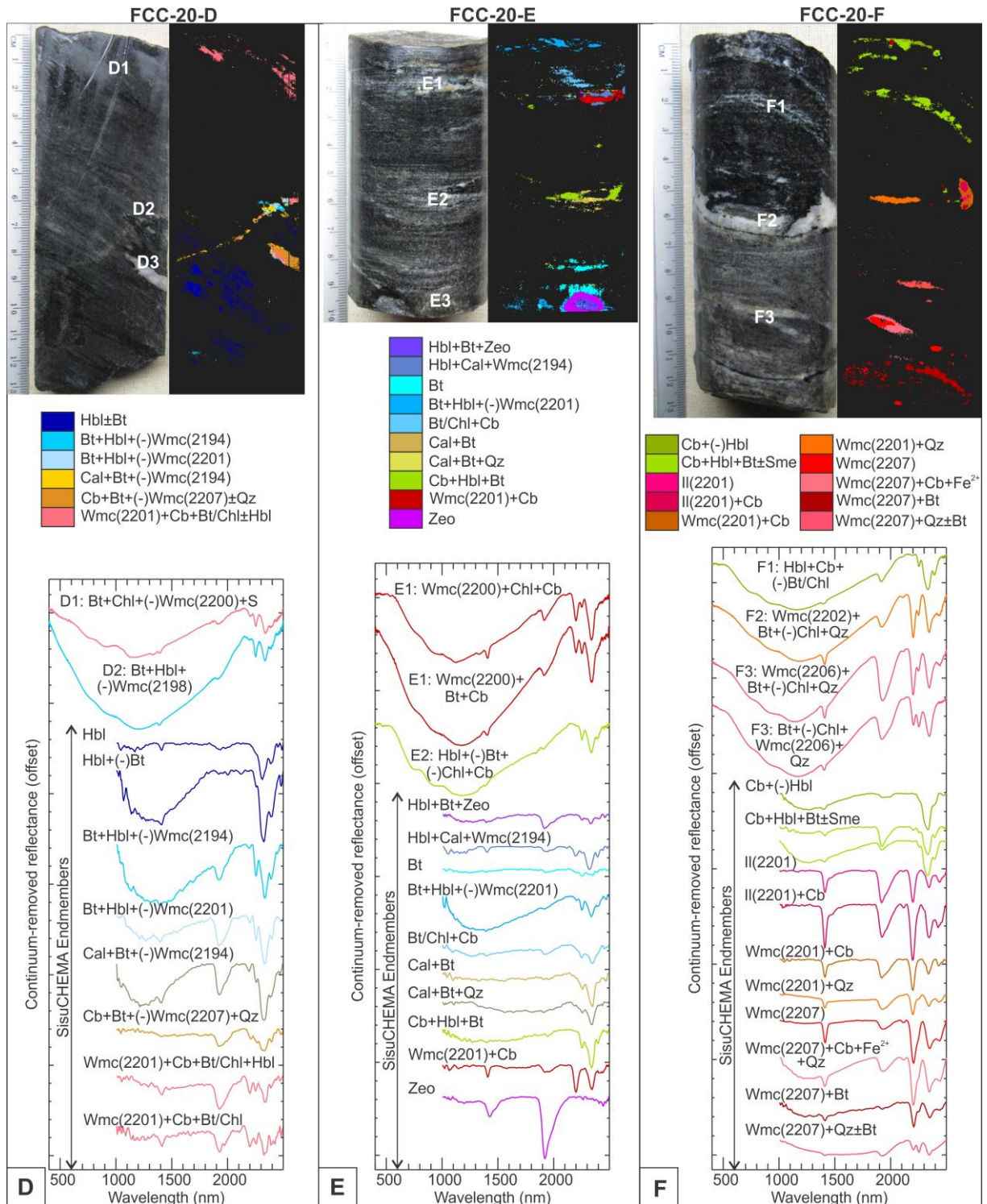


Figure 3 (Contin.) - Photos and mineral maps produced from SisuCHEMA images of drill core samples from Coelho target. Representative spectra measured by ASD-Fieldspec (VNIR-SWIR) and endmembers employed in MTF classification are illustrated with correspondent mineral interpretations. Numbered locations in the images indicate position of analyses as referred in Table 1 and in discussions in the text.

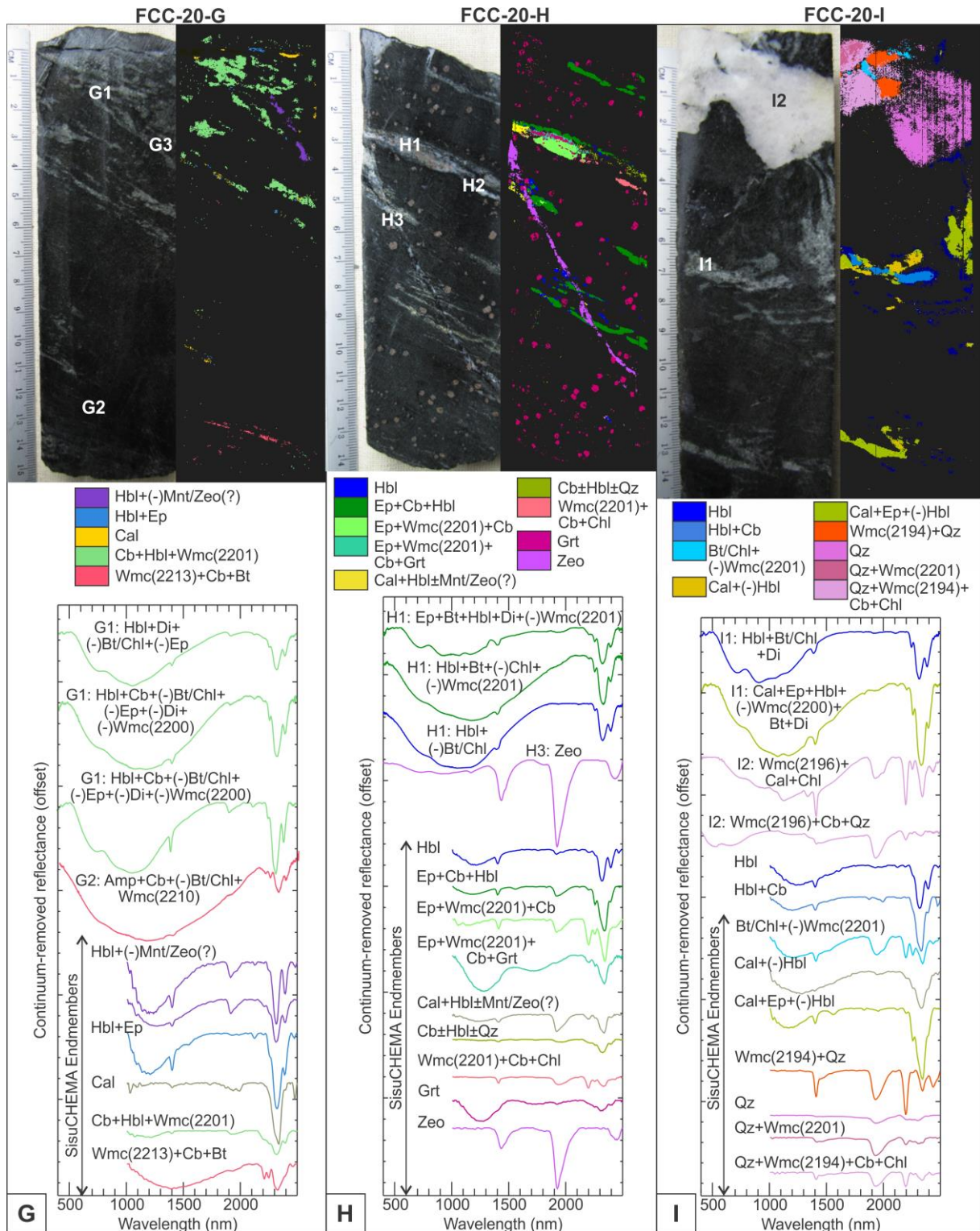


Figure 3 (Contin.) - Photos and mineral maps produced from SisuCHEMA images of drill core samples from Coelho target. Representative spectra measured by ASD-Fieldspec (VNIR-SWIR) and endmembers employed in MTF classification are illustrated with correspondent mineral interpretations. Numbered locations in the images indicate position of analyses as referred in Table 1 and in discussions in the text.

Diopside was identified in the drill core samples by means of a subtle Fe²⁺-related absorption feature at ~1070 nm, in spectra dominated by hornblende and epidote diagnostic features. This absorption was observed only in ASD-Fieldspec spectra measured in “type I” hydrothermal veins (Fig. 3A, C, G - I).

Hornblende and actinolite have similar spectral signatures, with main diagnostic absorptions centered at ~2325 nm and ~2315 nm, and secondary features at ~2390 nm and ~2380 nm, respectively. Hornblende is the most abundant mineral identified in the drill core samples analyzed (Fig. 3), whereas actinolite is restricted and was identified by secondary features, always in spectral mixture with hornblende (Fig. 3A, B).

Biotite and chlorite were identified by their diagnostic absorptions related to Fe-OH and Mg-OH bonds, respectively at ~2.250 nm and ~2.350 nm. Chlorite is distinguished by secondary spectral features around 750 nm, 930 nm, 1410 nm and 2000 nm, and biotite by absorptions at ~900 nm and ~1165 nm. In some spectra these distinguishable features are not so clear and, in these cases, a spectral mixture of biotite and chlorite was interpreted (Fig. 3B-E, I). Amphiboles and/or biotite were mapped in SisuCHEMA images mainly as selvages within and on the margins of “type I” veins (Fig. 3A - C, E, H, I).

Epidote was identified by diagnostic absorptions at ~1545 nm and ~1830 nm, since its most prominent spectral features are positioned at ~2255 nm (Fe-OH bonds) and ~2340 nm (Mg-OH bonds), which, in spectral mixtures, overlap absorptions of amphibole, biotite, chlorite or carbonate. ASD-Fieldspec analyses and SisuCHEMA mineral maps show that epidote is widely present, occurring along with carbonate, hornblende and white mica on “type I” veins (Fig. 3A, C, G - I).

Calcite was identified in spectral signatures dominated by a deep asymmetrical feature at ~2340 nm (Fig. 3 C). In spectral mixtures with amphibole, biotite, chlorite or white mica (which features overlap), the presence of carbonate was interpreted by shifts in positions or deepening of diagnostic absorptions of these minerals. The SisuCHEMA mineral maps show that carbonate (calcite where indicated) is an essential mineral on veins, occurring in association with hornblende, biotite, epidote and white mica on “type I” veins (Fig. 3A - C, E - I) and with quartz, white mica, biotite and chlorite on “type II” veins (Fig. 3C - I).

White micas are identified in spectra by Al-OH absorptions at ~2200 nm, associated to features at around 1410 nm (OH bonds), 1900 nm (H₂O bonds), 2350 nm and 2240 nm (Al-OH secondary features). In the drill core samples from Coelho target, the most

prominent spectral features of white mica are found on “type II” veins (Fig. 3F, I). In “type I” veins, white micas were also identified by means of Al-OH absorptions in spectra dominated by carbonate, epidote or hornblende diagnostic features. Shifts in wavelength position of the Al-OH feature indicate variations in composition of white micas. Longer wavelength absorptions indicate low octahedral Al content and increased Si:Al ratio and Fe and Mg substitution. Conversely, high Al content in white micas shifts the Al-OH feature to shorter wavelengths (Duke, 1994; Clark, 1999; Pontual et al., 2008a; Tappert et al., 2013). In the drill core samples from Coelho target, white micas identified in spectra from “type I” veins show Al-OH feature positioned between 2194 nm and 2202 nm (typically Al-rich white micas), with a constant pattern along the drill hole profile (Fig. 4). On the other hand, white micas identified in spectra from “type II” veins show Al-OH absorptions between 2194 nm and 2213 nm (Al-rich to Al-poor white micas) with increasing values towards the ore zone (Fig. 4).

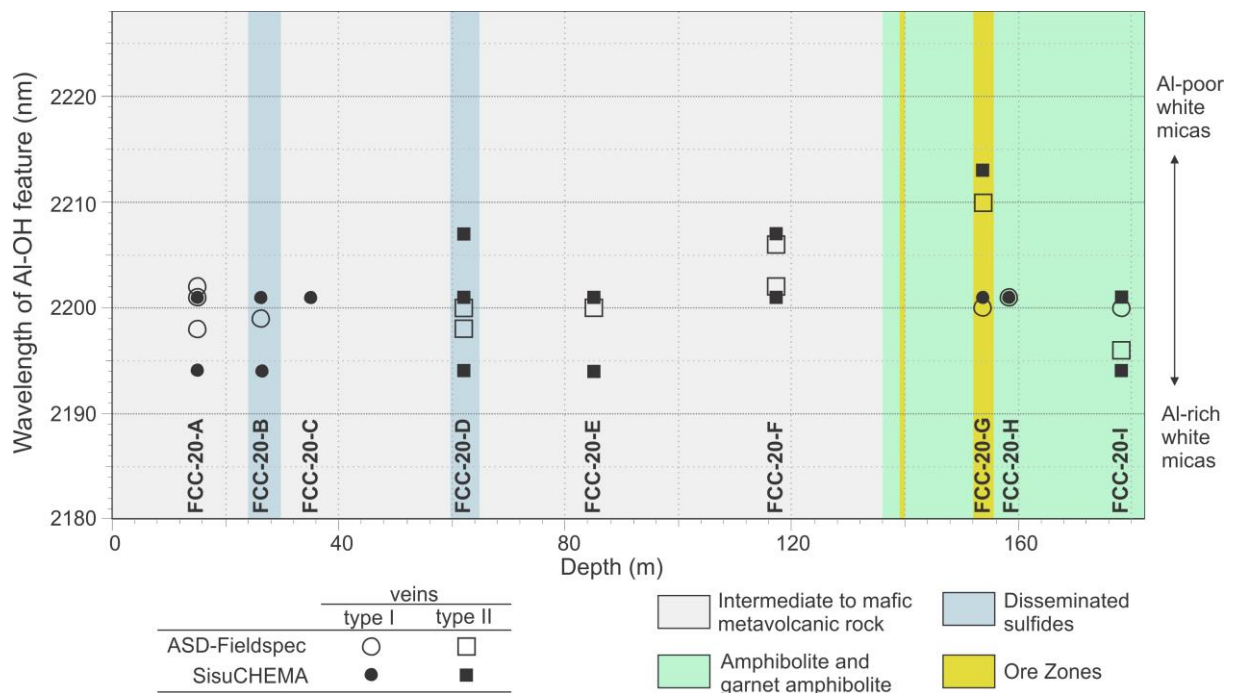


Figure 4 – Shifts in wavelength position of Al-OH spectral feature of white micas from “type I” and “type II” veins in the drill core samples from Coelho target, indicating compositional trends in relation to different lithological groups and alteration patterns along the drill hole profile.

Smectites have spectral signatures dominated by deep and asymmetrical H₂O features positioned at ~1410 nm and ~1905 nm, and additional Al-OH, Fe-OH or Mg-OH related absorptions, depending on the smectite mineral (montmorillonite, nontronite or saponite, respectively). In the drill core samples from Coelho target, montmorillonite and

nontronite were identified, occurring only on weathered fracture planes in sample FCC-20-A (A4 in Fig. 3A).

Zeolite was identified by means of sharp H₂O absorption features at ~1430 nm and ~1920 nm, occurring as fracture filling mineral (Fig. 3B, E, H).

Pure spectral signatures of garnet and quartz were obtained only from SisuCHEMA images, due to the high spatial resolution of this dataset. Garnet was mapped by means of a broad Fe²⁺ absorption feature at ~1260 nm (Fig. 3H) in endmembers extracted from pixels over porphyroblasts in hyperspectral images of garnet amphibolite sample (Fig. 3H). Diagnostic absorption of quartz do not occur in VNIR-SWIR wavelength regions, however, quartz was interpreted by means of broad features at ~1900 nm (H₂O bonds related to fluid inclusions), and occurs as an essential mineral in all types of veins, in spectral mixtures with carbonate, biotite and/or white mica (Fig. 3B - F, H, I).

4.1.2. XRD and petrography

Table 1 summarizes the minerals identified by XRD and petrography to each sample analyzed. XRD results confirm the presence of biotite, calcite, clinopyroxene, hornblende, quartz and white mica (diffractograms are provided in the Appendix). All white micas were identified by XRD analyses as phengite and, although it is generally accepted that Al-OH absorptions between 2194 nm and 2214 nm in reflectance spectra indicate muscovite (Hunt and Ashley, 1979; Duke, 1994; Clark, 1999; Pontual et al., 2008a), results obtained by Tappert et al. (2013) show that Al-rich phengites may also be responsible for absorptions in these wavelengths.

Minerals identified in thin sections are consistent with the results from spectroscopic analyses. Diopside occurs altered to hornblende and epidote in “type I” hydrothermal veins, along with carbonate, feldspar, plagioclase, titanite and sulfides (Fig. 5A, B). Actinolite was identified in “type I” vein, with chlorite and sericitized feldspar in metavolcaniclastic sample. Biotite and hornblende were identified as selvages in quartz-carbonate + diopside (“type I”) vein margins (Fig. 5B). Chlorite also occurs partially replacing biotite (Fig. 5C). White mica crystals are well developed in “type II” veins, along with quartz, carbonate, chlorite and sericitized feldspar (Fig. 5D). In “type I” veins white mica crystals may occur, but sericite (fine-grained white mica) is more common, as alteration of feldspars and plagioclase (Fig. 5E). Zeolite was identified as fracture-filling mineral in sample FCC-20-H (Fig. 5F).

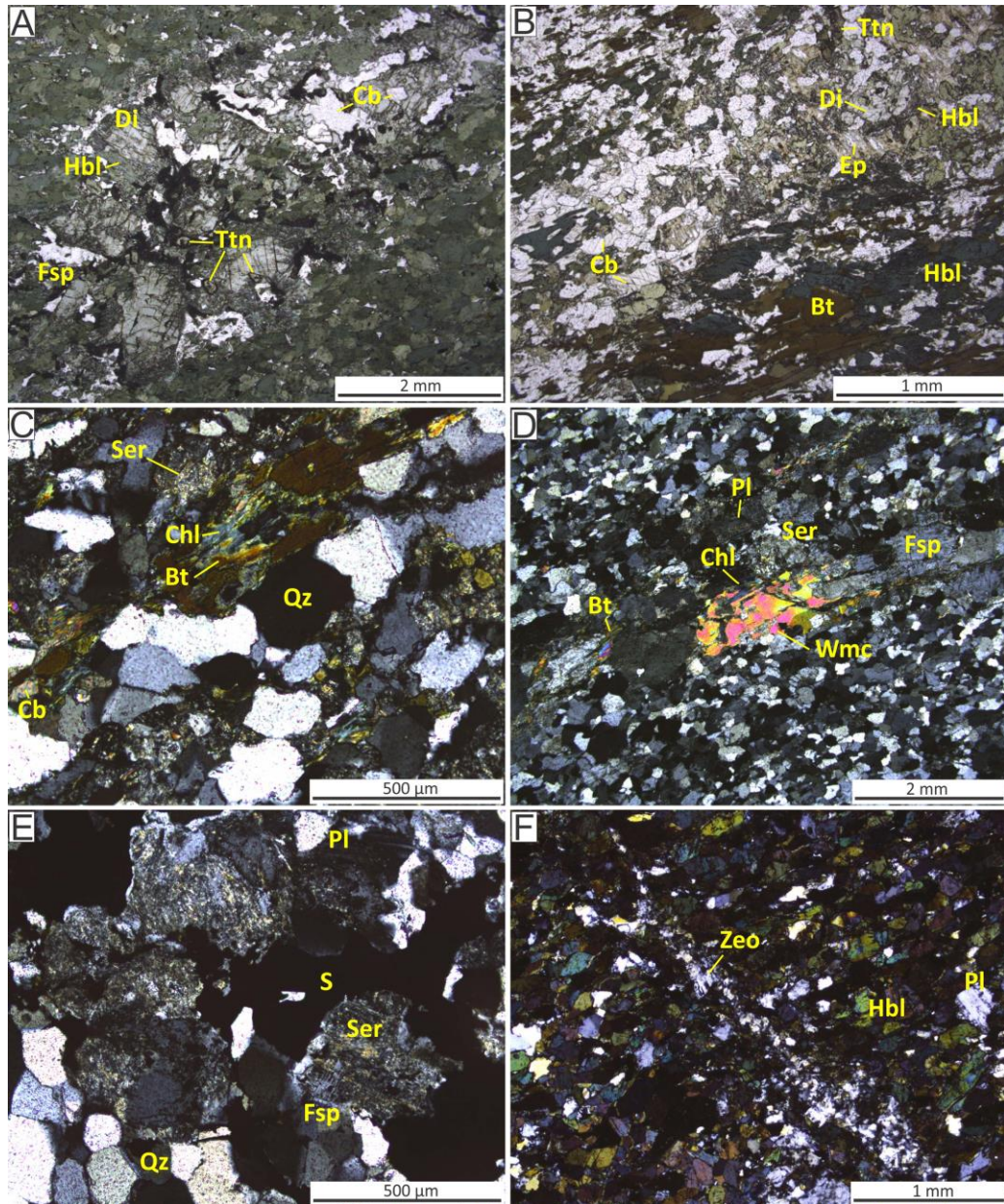


Figure 5 - Photomicrographs of thin sections from drill core samples. Images are in transmitted, plane polarized (A, B) and cross-polarized light (C–F). (A) Quartz-carbonate vein in amphibolite (sample FCC-20-G; G1 in Fig. 3), with feldspar, diopside and titanite. Hornblende partially replaces diopside. (B) Hornblende and biotite selvages on margins of quartz-carbonate + diopside + titanite vein in sample FCC-20-F (F1 in Fig. 3). Diopside occurs altered to hornblende and epidote. (C) Partial chloritization of biotite and sericitization of feldspar on quartz-carbonate vein in sample FCC-20-E (E1 in Fig. 3). (D) White mica crystal on quartz vein, with biotite, chlorite and sericitized feldspar and plagioclase (sample FCC-20-F; F3 in Fig. 3). (E) Sericitization of feldspar and plagioclase in quartz + sulfide vein from sample FCC-20-B (B2 in Fig. 3). (F) Zeolite occurring as fracture-filling mineral in sample FCC-20-H (H3 in Fig. 3). Bt: biotite; Cb: carbonate; Chl: chlorite; Di: diopside; Ep: epidote; Fsp: feldspar; Hbl: hornblende; Pl: plagioclase; Qz: quartz; S: sulfide; Ser: sericite; Ttn: titanite; Zeo: zeolite; Wmc: white mica.

4.2. Outcrop samples

The mineral associations obtained by point spectroscopy analyses on hand specimens collected in the surrounding area from the exploration targets of Pedra Branca gold deposit (Fig. 1C) are consistent with those obtained on drill core samples (Section 4.1.1). However, additional minerals were identified, due to a greater lithological variability and weathering conditions. The results are summarized in Table 2.

Table 2 - Minerals identified by point spectroscopic analyses of outcrop samples, organized by distinct lithological groups.

Groups	Lithology	Minerals
Meta-ultramafic rocks	actinolite-tremolite schist, chlorite schist, talc schist	actinolite, chlorite, Mg-chlorite, talc, tremolite, saponite, kaolinite, nontronite, (-)montmorillonite
Mafic and intermediate metavolcanic rocks	amphibolite, garnet amphibolite, metandesite, metadacite	hornblende, biotite, actinolite, chlorite, epidote, Al-rich white mica, Al-poor white mica, (-)carbonate, kaolinite, montmorillonite, nontronite
Metagranitoids	metagranodiorite, metatonalite, metaquartz-monzonite, granitic gneiss	hornblende, biotite, epidote, Al-rich white mica, Al-poor white mica, (-)phlogopite, (-)chlorite, (-)carbonate, kaolinite, montmorillonite, (-)nontronite
Metasedimentary rocks	quartzite, muscovite schist, garnet-mica schist, kyanite-garnet-mica schist, biotite paragneiss	Al-rich white mica, Al-poor white mica, biotite, (-)chlorite, (-)carbonate, kaolinite, montmorillonite, (-)nontronite

Minerals identified in meta-ultramafic samples comprise actinolite, tremolite, talc and Mg-chlorite. Tremolite and talc have spectral signatures very similar to those of actinolite, with main differences in the absence of Fe²⁺ slope in tremolite spectra and the double Mg-OH absorption feature at ~2288 nm and ~2310 nm in talc spectra. Mg-chlorite was identified in spectra dominated by the typical Fe-OH and Mg-OH absorptions of chlorite and additional OH absorptions at ~1395 nm, ~1430 nm and ~1505 nm.

In mafic and intermediate metavolcanic rocks, the mineral content identified in spectra are very similar to that of the drill core samples, occurring abundant hornblende and biotite, accompanied by actinolite, chlorite, epidote, Al-rich and Al-poor white micas, although carbonate is more restricted.

Spectral signatures of metagranitoid samples are dominated by diagnostic features of hornblende, biotite, epidote and white micas (Al-rich and Al-poor). Subordinate

occurrences of chlorite, carbonates and phlogopite are also found. Phlogopite has spectral signature similar to chlorite and biotite, with main diagnostic features related to Fe-OH and Mg-OH bonds, but with a secondary absorption at ~2380 nm, which allows its distinction.

In metasedimentary rocks, spectral signatures are dominated by diagnostic features of white micas (Al-rich and Al-poor), with subordinate absorptions of biotite and (less common) chlorite and carbonate.

In general, in addition to the minerals mentioned above, clays (smectites and kaolinite) were identified in spectra measured on weathered sample surfaces, in all the lithological groups analyzed. Among the smectites, montmorillonite and nontronite occur more frequently, mainly associated with metagranitoids and intermediate and mafic metavolcanic rocks. Saponite occurs only on metaultramafic rocks, whereas montmorillonite predominates in felsic metagranitoids and metasedimentary rocks.

Kaolinite was identified in spectra by its diagnostic OH and Al-OH doublet absorptions positioned around 1400 nm + 1415 nm and 2165 nm + 2205 nm, respectively. In spectral mixtures with white mica, which overlaps kaolinite spectral features at OH and Al-OH absorption regions, kaolinite may be identified by means of an inflexion at ~2165 nm in the Al-OH feature of white mica or by secondary absorptions around 2312 nm, 2350 nm and 2380 nm. Variations in kaolinite crystallinity can be assessed in spectra by means of shifts in the doublet absorptions, which become less spaced in the OH absorption region and more intense in the Al-OH wavelength region as crystallinity increases (Fig. 6A). Fe substitution in kaolinite spectra can be identified by a weak absorption at ~2240 nm (Fig. 6A).

For the outcrop samples collected (Fig 1C), kaolinite crystallinity was evaluated based on the spacing of the OH doublet at ~1400 nm (Cudahy et al., 1995; Gray and Cudahy, 1996) and by the "Senna Index" (Appendix A), as proposed by Senna et al. (2008). Ten kaolinite spectra were selected for the analyses, as they did not show spectral mixtures with smectites or white micas, which could cause distortions in results due to changes in OH and Al-OH features shape. Figures 6B, C illustrate the results of kaolinite crystallinity evaluation in comparison to the mineral associations identified by spectroscopic analyses on fresh surfaces of the same samples. The results indicate that Fe substitution and well-ordered kaolinites occur on the weathered surfaces of Al-poor white mica-bearing samples.

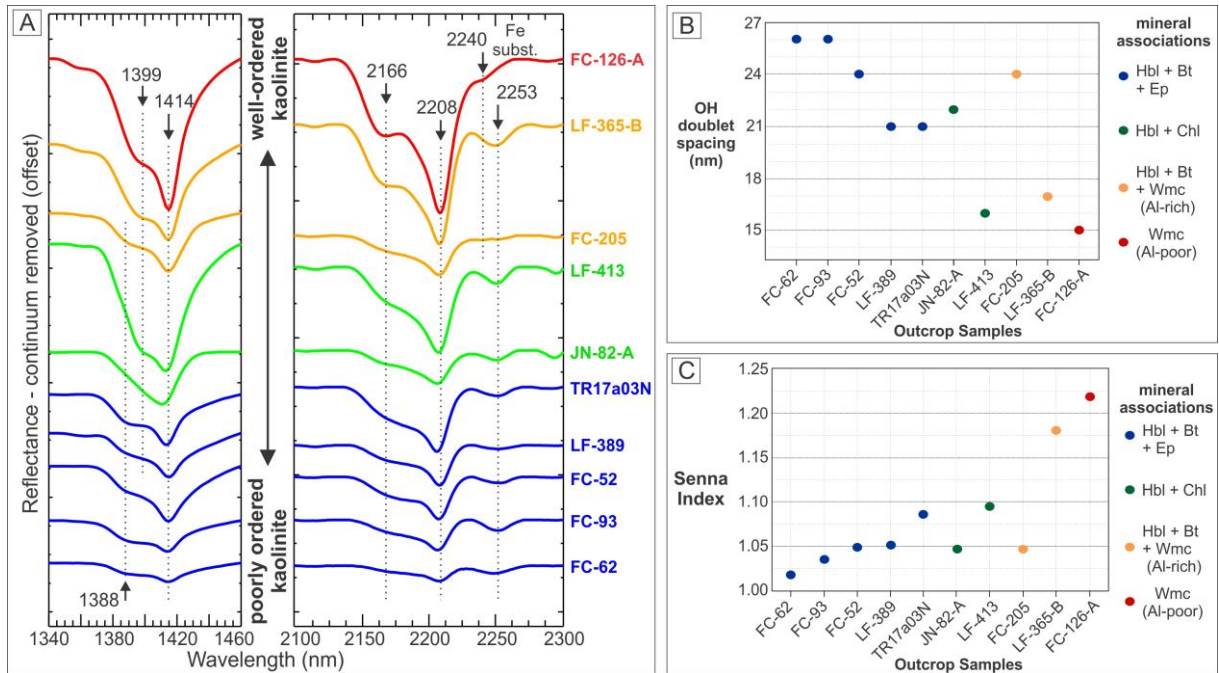


Figure 6 – Fe substitution and kaolinite crystallinity evaluations. Kaolinites were identified on weathered surfaces and results are presented in comparison to the mineral associations (color coded as legend in B and C) identified by spectroscopic analyses on the fresh surfaces of same outcrop samples. (A) Details of OH (left) and Al-OH (right) absorption regions on kaolinite spectral signatures illustrate differences in position and shape of diagnostic doublet absorptions due to crystallinity variation; Fe substitution causes an inflexion at 2240 nm. Results from the evaluation of OH doublet spacing (B) and from Senna Index (C). Spectral mixture with amphibole in sample LF-413 explains the lower than expected OH doublet spacing value, when compared to the Senna Index value for this sample. Absorptions at 2253 nm indicate mixtures with biotite and/or chlorite. Bt: biotite; Chl: chlorite; Ep: epidote; Hbl: hornblende; Wmc: white mica.

4.3. Airborne imaging spectroscopy

4.3.1. Mineral interpretation of endmembers

The endmembers employed in the mineral mapping procedures, extracted from ProSpecTIR images, are illustrated in Figure 7. The mineral interpretation based on these spectral curves points the main occurrence of weathering minerals, such as kaolinite and smectites (montmorillonite and nontronite), as well as white mica and traces of chlorite and amphibole.

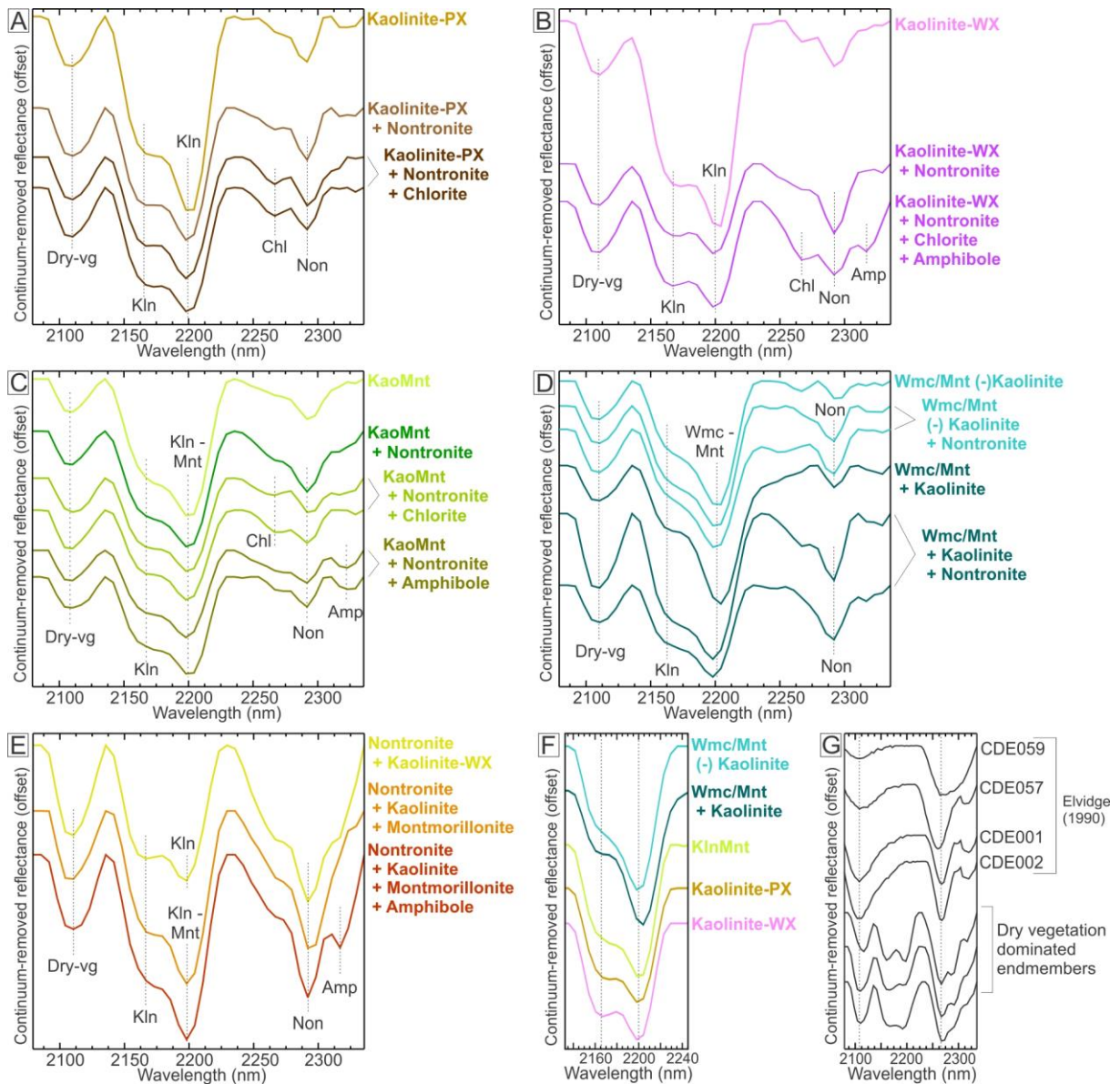


Figure 7 – Endmembers extracted from ProSpecTIR dataset, used as input for mineral mapping. Colors are standardized with the legend (SAM classes) in Fig. 8. Groups were defined based on the dominant spectral feature in the endmember spectra: (A) poorly ordered kaolinite (“Kaolinite-PX”) dominated group, (B) well-ordered kaolinite (“Kaolinite-WX”) dominated group, (C) kaolinite-montmorillonite spectral mixture (“KlnMnt”) dominated group, (D) white mica or montmorillonite (“Wmc/Mnt”) dominated group, (E) nontronite dominated group. (F) Detail of Al-OH absorption region highlighting the differences in spectral feature shapes used to discriminate the groups illustrated from (A) to (D) and mixtures in the group dominated by nontronite (E). (G) Examples of image-extracted endmembers dominated by SWIR absorption features related to dry plant materials, compared to dry vegetation spectral signatures from Elvidge (1990). Amp: amphibole; Chl: chlorite; Dry-vg: dry vegetation; Kln: kaolinite; Mnt: montmorillonite; Non: nontronite; Wmc: white mica.

The spectral signatures obtained allowed the classification of kaolinites as poorly ordered kaolinite (“Kaolinite-PX” in Fig. 7A, F) and well-ordered kaolinite (“Kaolinite-WX” in Fig. 7B, E, F), based on visual analysis of the relative depth between the doublet Al-OH diagnostic absorption at ~2165 nm and ~2205 nm (as described in Section 4.2) (Fig. 7A, B, F).

Deep absorption features at ~2200 nm indicate the occurrence of white mica or montmorillonite (Fig. 7C-F). However, the distinction between these minerals was not possible due to the absence of other diagnostic features in the investigated wavelength region, which could unambiguously identify them (e.g. H₂O absorptions at ~1410 nm and ~1900 nm for montmorillonite or secondary Al-OH absorptions for white mica at ~2350 nm and ~2440 nm). White mica compositional variation was not investigated for the airborne hyperspectral dataset due to the absence of spectrally pure white mica pixels/endmembers.

Spectral mixtures between kaolinite and montmorillonite (“KlnMnt” in Fig. 7C, D, F) and between kaolinite and white mica or montmorillonite (“Wmc/Mnt” in Fig. 7D, F) were identified by a weak absorption at ~2165 nm in the spectra. In case of kaolinite-montmorillonite spectral mixture, this ~2165 nm absorption is not so pronounced as in poorly ordered kaolinite or in well-ordered kaolinite (Fig. 7F) and, in spectra with weak ~2165 nm absorption accompanied by a relative deeper ~2200 nm feature (Fig. 7F), white mica or montmorillonite and kaolinite were identified (Fig. 7D, F).

Nontronite was spectrally identified by absorptions at ~2290 nm and its relative abundance was visually assessed by differences in depth of this feature compared to Al-OH absorption depths at ~2200 nm (Fig. 7A-E).

Traces of chlorite and amphibole (hornblende) were identified by weak absorptions at ~2265 nm and ~2320 nm, respectively (Fig. 7A-C, E). This Fe-OH absorption position at ~2265 nm indicates the presence of Fe-rich chlorite, which is not expected considering the results from ASD-Fieldspec and SisuCHEMA investigations (Sections 4.1, 4.2); therefore this feature could also be interpreted as a weak spectral response of dry vegetation (as described ahead).

All endmembers dominated by mineral-related spectral features also show an absorption positioned at ~2110 nm (Fig. 7A-E), attributed to the effect of organic compounds (protein, lignin and cellulose) in dry plant materials (Elvidge, 1990; Kokaly et al., 1998). This

reflects some spectral mixture with dry vegetation even in bare soil related pixels. Endmembers extracted from pixels dominated by dry vegetation also exhibit a deep absorption feature at ~2265 nm, along with the ~2110 nm absorption (Fig. 7G). Although these endmembers do not represent materials of interest in the study, they were employed in SAM classification (as well as endmembers related to manmade materials) to avoid false attribution of classes, since they explain a great part of all the spectral variability in the image.

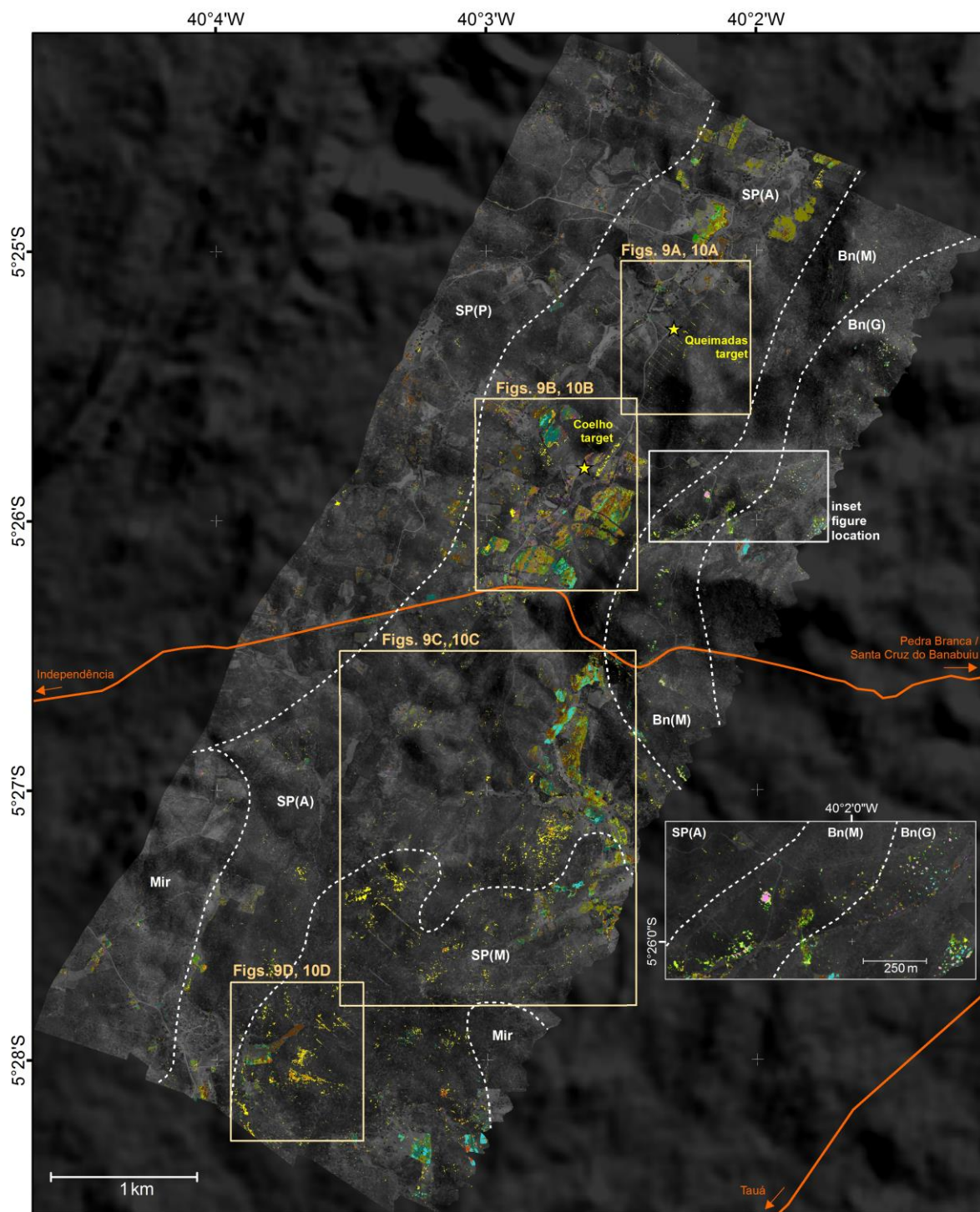
4.3.2. Mineral predominance map

The mineral predominance map for the area around Coelho and Queimadas targets (location on Fig. 1C) resulted from SAM classification of the ProSpecTIR mosaic image, and is presented in Figure 8. Approximately 42% of the total non-zero pixels covering the mosaic area remained ($n = 2,511,799$) after the NDVI masking out. From these, a total of 246,662 pixels (representing 9.8% of non-masked pixels) provided spectral information related to mineral content in bare soil areas, which reflects the broad dry vegetation cover in the region. For simplification, classes related to materials of no interest in this study (dry vegetation and manmade materials) are not presented in the final mineral maps.

In general, the mineral predominance map reflects mainly the spatial distribution pattern of the geologic units in the area (Fig. 8). The east-northeast region, where felsic rocks of Bananeira Suite outcrop, is dominated by well-ordered kaolinite and spectral mixture of kaolinite and montmorillonite (as illustrated in the expanded inset on Fig. 8). Also in this region, white mica/montmorillonite is locally found and spectral features of nontronite are restricted.

Classes related to poorly ordered kaolinite predominate in the western region, where metasedimentary rocks from the upper unit of the Serra das Pipocas greenstone belt outcrop.

The most variable spectral pattern is observed in regions where the mafic units of the Serra das Pipocas greenstone belt outcrop (Fig. 8, 9). In these areas, nontronite is widely observed, both by means of subordinate features in spectra dominated by kaolinite or kaolinite-montmorillonite mixtures, and as the main spectrally-active mineral (Fig. 7-9). Spectral signatures with chlorite- and amphibole-related absorptions (Fig. 7A-C, E) are also common in pixels covering these geologic units. Classes dominated by white mica/montmorillonite occur locally and, in some areas (locs. 1, 2, 3; Fig. 9B), are spatially associated to outcrops of quartzite lenses (not presented in the geologic map, although verified during fieldwork campaigns).



Spectrally Predominant Minerals (SAM Classes)

Poorly ordered kaolinite (Kaolinite-PX)

- Kaolinite-PX
- Kaolinite-PX + Nontronite
- Kaolinite-PX + Nontronite + Chlorite

Well-ordered kaolinite (Kaolinite-WX)

- Kaolinite-WX
- Kaolinite-WX + Nontronite +/- Chlorite +/- Amphibole

White Mica or Montmorillonite ("Wmc/Mnt")

- Wmc/Mnt (-)Kaolinite +/- Nontronite
- Wmc/Mnt + Kaolinite +/- Nontronite

Kaolinite + Montmorillonite ("KinMnt")

- KinMnt
- KinMnt + Nontronite
- KinMnt + Nontronite + Chlorite
- KinMnt + Nontronite + Amphibole

Nontronite

- Nontronite + Kaolinite-WX
- Nontronite + Kaolinite + Montmorillonite
- Nontronite + Kaolinite + Montmorillonite + Amphibole

★ Gold exploration targets

— Roads

----- Lithologic contacts

Geologic units modified from Costa et al. (2018)

- Bn(G) Bananeira Suite - granites
- Bn(M) Bananeira Suite - migmatites
- Mir Mirador metatonalite
- SP(P) Serra das Pipocas greenstone belt - paragneiss
- SP(A) Serra das Pipocas greenstone belt - amphibolite
- SP(M) Serra das Pipocas greenstone belt - metagabbro and metadiorite

(caption on next page)

Figure 8 – Spectral Angle Mapper (SAM) classification of ProSpecTIR mosaic image (location on Fig. 1C), showing the spectrally predominant mineral(s) at each pixel, overlaid on a grayscale stretched image of band 41 (638.6 nm) and a shaded relief image. The 22 mineral-related output classes (corresponding to the endmembers presented in Fig. 7A-E) were grouped after SAM classification into the 14 classes for clarity. Geologic units and lithologic contacts are modified from Costa et al. (2018). Inset figure shows an expanded view of the mineral map over felsic units.

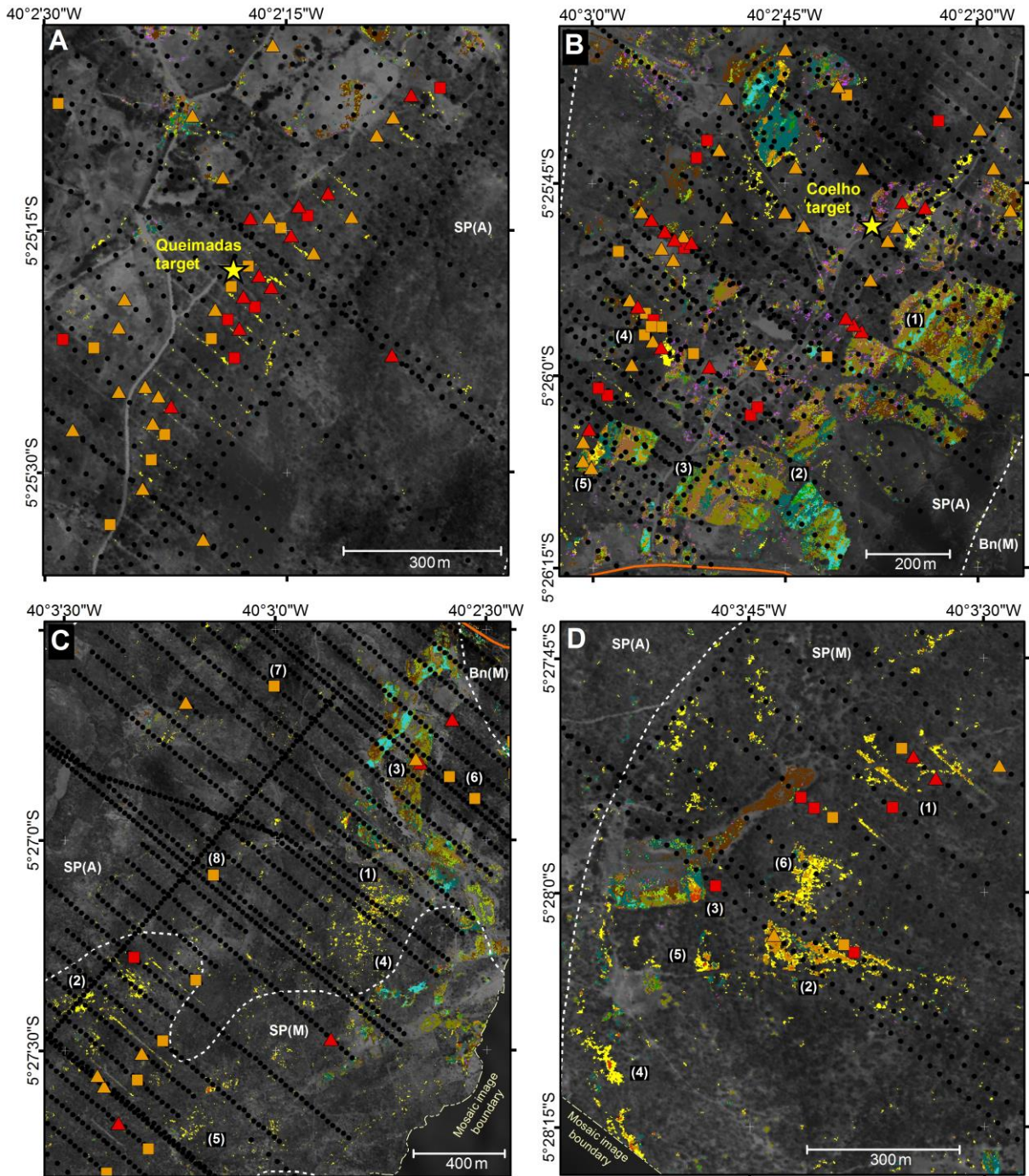
4.3.3. Mineral map correlations to soil geochemistry data

The comparison between the mineral predominance map and soil geochemistry results provided by Jaguar Mining (unpublished data) (Fig. 9) shows a close spatial relationship between high gold grades and areas where the spectral mixture of nontronite and well-ordered kaolinite predominates. This can be best observed close to Queimadas target (Fig. 9A), where a northeast-oriented trend of high gold grades occurs over trails opened for soil sampling, which correspondent pixels in the mosaic image contain spectra that best match the “Nontronite + Kaolinite-WX” endmember (Fig. 7E) by SAM classification. This same relationship pattern is also evident approximately 600 m southwest of Coelho target (loc. 4, Fig. 9B) and in the area around location 1 in Fig. 9D.

Locally, some high gold grade samples are spatially related to areas where the “Nontronite + Kaolinite-WX” class was mapped associated to classes that indicate spectral mixtures of nontronite and kaolinite-montmorillonite with subordinate amphibole, and encircled by the nontronite- and kaolinite-bearing white mica/montmorillonite class (loc. 5, Fig 9B; locs. 2, 3; Fig 9D).

Also around the Coelho target, some isolated samples with high gold grades occur in the area where dispersed pixels have best SAM matches to the endmembers dominated by well-ordered kaolinite with spectral mixtures with nontronite and/or subordinate chlorite and amphibole (purple in Fig. 9B).

Figure 9C illustrates some examples where this relationship does not occur, as in locations 1 and 2, where low gold grade samples occur over the “Nontronite + Kaolinite-WX” class, and in location 3, where high gold grade samples occur spatially associated to other SAM classes. In some areas, this relationship could not be verified, as in locations 4 and 5 in Figure 9C, D, where the “Nontronite + Kaolinite-WX” class predominates but no soil geochemistry data is available, and in locations 6, 7 and 8 in Figure 9C, where soil samples were collected in vegetation covered areas, hence, no mineral classes were attributed to the correspondent pixels in the mosaic image.



Spectrally Predominant Minerals (SAM Classes)

Poorly ordered kaolinite (Kaolinite-PX)

- Kaolinite-PX
- Kaolinite-PX + Nontronite
- Kaolinite-PX + Nontronite + Chlorite

Well-ordered kaolinite (Kaolinite-WX)

- Kaolinite-WX
- Kaolinite-WX + Nontronite +/- Chlorite +/- Amphibole

White Mica or Montmorillonite ("Wmc/Mnt")

- Wmc/Mnt (-)Kaolinite +/- Nontronite
- Wmc/Mnt + Kaolinite +/- Nontronite

Kaolinite + Montmorillonite ("KlnMnt")

- KlnMnt
- KlnMnt + Nontronite
- KlnMnt + Nontronite + Chlorite
- KlnMnt + Nontronite + Amphibole

Nontronite

- Nontronite + Kaolinite-WX
- Nontronite + Kaolinite + Montmorillonite
- Nontronite + Kaolinite + Montmorillonite + Amphibole

Soil geochemistry results (from Jaguar Mining)

Gold grades (ppb)

- 2330 - 201
- 200 - 101

- 100 - 0.50
- samples not classified

samples from bare soil areas

samples from vegetated areas

modified from Costa et al. (2018)

Bn(M) Bananeira suite - migmatites

SP(A) Serra das Pipocas greenstone belt - amphibolites

SP(M) Serra das Pipocas greenstone belt - metagabbro and metadiorite

Geologic units

— Roads

★ Gold exploration targets

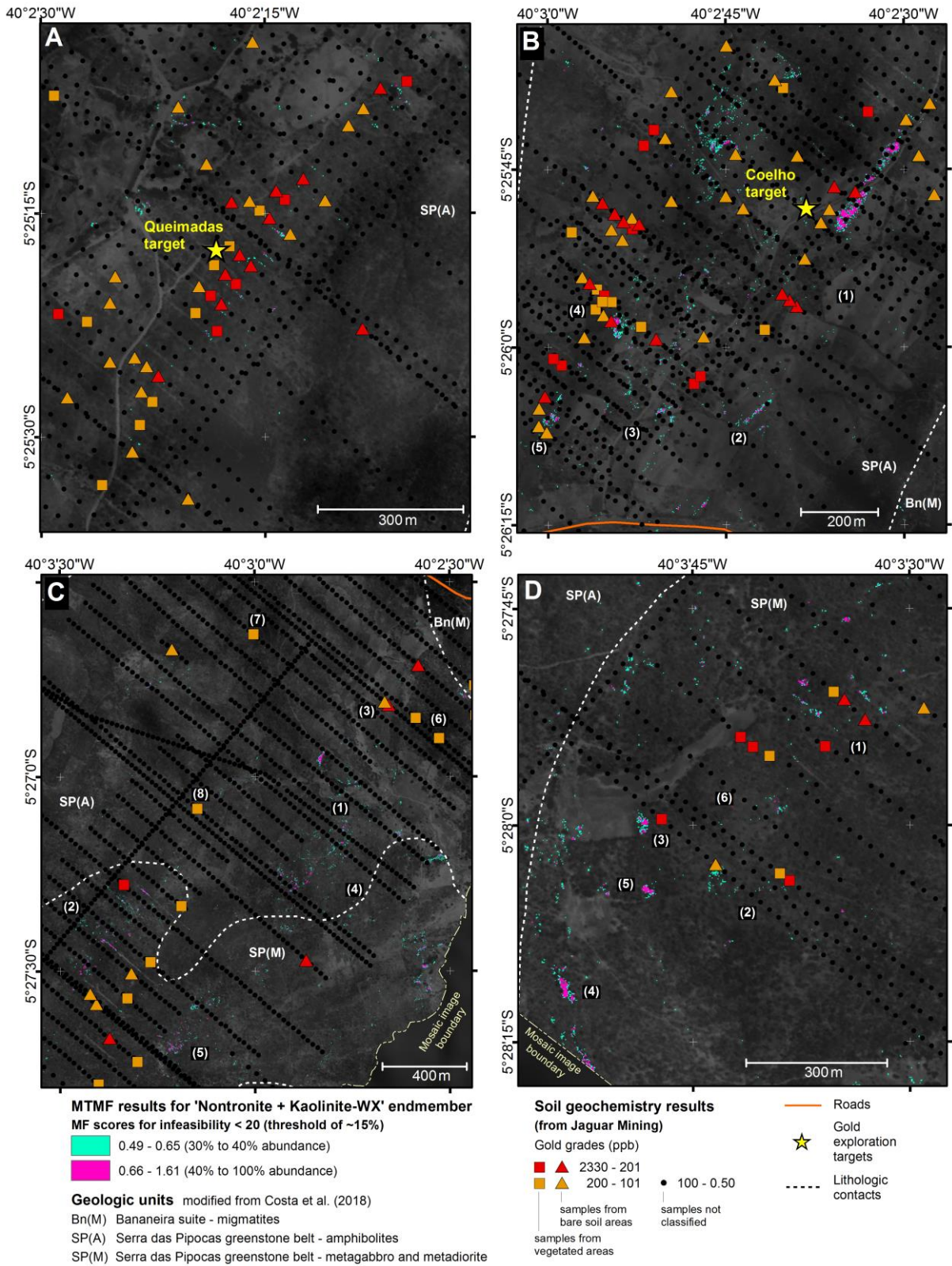
--- Lithologic contacts

(caption on next page)

Figure 9 – Expanded views (locations on Fig. 8) of the SAM mineral predominance map around Queimadas (A) and Coelho (B) targets and other areas of interest (C and D) over mafic units of the Serra das Pipocas greenstone belt. The mineral mapping results are spatially compared to soil geochemistry results provided by Jaguar Mining (unpublished data). Threshold values for gold grade classes were defined based on the gold anomaly map for the area from Lopez (2012). Geologic units and lithologic contacts are modified from Costa et al. (2018). Numbered locations are discussed in the text.

4.3.4. MTMF abundance map for “Nontronite + Kaolinite-WX” endmember

The MTMF mapping for the “Nontronite + Kaolinite-WX” endmember (Fig. 7E) was done to cross-correlate with the results achieved by the SAM method (Section 4.3.3). The MTMF apparent abundance maps are presented in Figure 10 (same expanded views as Fig. 9). In general, the same relationships observed in SAM results are also noted in the MTMF maps, regarding the spatial distribution of high gold grade samples and pixels with best matches to the “Nontronite + Kaolinite-WX” endmember. However, the MTMF mapping results show a more restricted spatial distribution for this target endmember than that observed on the SAM predominance map (Fig. 9).



(caption on next page)

Figure 10 – Same expanded views as Fig. 9, presenting the Mixture Tuned Matched Filtering (MTMF) apparent abundances for the “Nontronite + Kaolinite-WX” endmember (Fig. 7E), spatially compared to soil geochemistry results provided by Jaguar Mining (unpublished data). Mineral maps show classified MF scores for pixels with infeasibility values lower than 20 (pixels with MT scores greater than 20 were masked out). Threshold values for MF and MT scores were defined based on visual analysis of the scatterplot (MF versus MT scores). Threshold values for gold grade classes were defined based on the gold anomaly map for the area from Lopez (2012). Geologic units and lithologic contacts are modified from Costa et al. (2018). Locations numbered as in Fig. 9 for cross-correlation purposes.

5. Discussion

5.1. Implications for mineral exploration

In this study, spectroscopic analyses were conducted in different observation scales and approaches, in order to extract relevant mineral information regarding the gold mineralization and alteration patterns related to the Pedra Branca deposit.

Results obtained from the drill core samples from Coelho target reveals the alteration footprints for ferromagnesian host rocks and provide a mineral guide to exploration targeting at district scale. The minerals identified in spectra from “type I” veins are consistent with the typical proximal, calc-silicate alteration assemblage developed in amphibolite-facies orogenic gold deposits (e.g. Mueller and Groves 1991; Bloem et al., 1994; Neumayr et al., 1995; Eilu et al., 1999; Dubé et al., 2000; Witt et al., 2001; Bucci et al., 2002), in which diopside, hornblende and biotite occurs associated to quartz-calcite veins with sulfides (mainly pyrrhotite) and titanite. Epidote, chlorite and white micas were also identified in spectra from “type I” veins, occurring as products of retrogressive alteration of the high-temperature assemblage, as indicated by replacement textures in thin sections. Retrograde minerals are common in amphibolite-facies orogenic gold deposits and they generally do not represent a second, lower temperature gold mineralization (Eilu et al., 1999; Witt et al., 2001). However, results from Costa et al. (2016) suggest a later gold remobilization in the Pedra Branca deposit, indicated by brittle-ductile structures and fracture planes filled by sulfide-quartz-carbonate veins in drill core samples from the Queimadas target. The “type II” veins (quartz-carbonate-white mica) from the Coelho target samples could be associated to this later event, although no sulfides were found in these veins.

White mica compositional variations indicate that the retrogressive white micas from “type I” veins are essentially Al-rich, whereas the well-developed white micas identified in later “type II” veins are Al-rich in distal zone samples and Al-poor in the ore zone sample. This pattern further supports the interpretation of a later alteration event (and possibly remobilization) that affected the pre-existing mineralized veins and, although the white micas are not directly related to the high-temperature main mineralization process, the occurrence of Al-poor white micas can be used as a proxy to mineralized veins hosted in ferromagnesian rocks in the area.

Results from point spectroscopy analyses of outcrop samples reflect mainly the lithological variability at deposit scale, but also provided key information regarding the weathering products of different target mineral associations. The spectral analysis of physicochemical properties of kaolinites indicates that well-ordered kaolinite, with Fe substitution, occurs as a weathering mineral of Al-poor white mica-bearing samples. Similar constraints were found by Cudahy et al. (1996) in Archean gold deposits in the Murchison Goldfields of Western Australia. Considering the relationship between Al-poor white micas and mineralized veins, as described above, these kaolinites could also be used as a proxy to mineralized areas in weathered ferromagnesian host rocks.

The processing of the airborne hyperspectral images around Coelho and Queimadas targets provided spectral information mainly of weathering minerals, and the mineral predominance map shows a great consistency with the spatial distribution pattern of the geologic units. The spatial comparison between the airborne mineral maps and soil geochemical anomalies further supports the notion that the well-ordered kaolinite can be used as proxy to mineralized areas in ferromagnesian host rocks, as expected from the results of point spectroscopy analyses of outcrop samples. Accordingly, new target areas for gold exploration in the Pedra Branca deposit region (and possibly to other greenfield areas in the Serra das Pipocas greenstone belt) could be pointed out from airborne hyperspectral data by the identification of spectral mixtures of nontronite (weathering of ferromagnesian rocks) and well-ordered kaolinite (proxy to mineralization).

5.2. Methodological considerations

In this study, point and imaging spectroscopy analyses were applied to isolated drill core samples from a gold exploration target in the area, however, the use of hyperspectral scanning systems, capable of obtaining continuous spectral information along the whole drill

core, could possibly provide more comprehensive information. Nevertheless, the selection of representative drill core samples allowed the extraction of key mineral and physicochemical information for gold exploration in the Pedra Branca deposit by means of spectroscopic techniques. Also, as regards sampling, this study focused on ferromagnesian host rock samples (intermediate and mafic metavolcanic rocks) from the Coelho target. Other exploration targets in the Pedra Branca gold deposit, hosted by metasedimentary rocks (Igrejinha target) and metagranitoids (Mirador target), were not investigated.

ASD-Fieldspec and SisuCHEMA analyses for the same sample suite, although seems to be redundant, provided complementary spectral information. VNIR spectral features provided only by ASD-Fieldspec measurements allowed the identification of clinopyroxene and were crucial for mineral discrimination, considering that most of the minerals analyzed have diagnostic absorptions in overlapping wavelength regions (mainly related to Fe-OH, Mg-OH and CO₃ bonds). On the other hand, the SisuCHEMA analyses, due to the high spatial resolution of data acquisition, provided pure spectral signatures of some minerals and allowed more precise observations regarding the spatial distribution of minerals in relation to the rock fabric.

The mineral mapping results from airborne hyperspectral data show a great spatial coherence, which indicates that the preprocessing steps applied to these data (radiometric imbalances correction and mosaicking) were adequate, both for endmember extraction and for spectral mapping procedures. Unfortunately, no mineral information could be retrieved from spectral bands between 2335 and 2450 nm (where spectral features of carbonates and secondary absorptions of white micas and clays are positioned) due to low quality signals or artifacts that could not be corrected.

Although the airborne hyperspectral images provided key mineral information for gold exploration, it could only be mapped in a small portion of pixels, due to the widespread dry vegetation cover in the area. Even in bare soil related pixels, some spectral mixture with dry vegetation occurs, although it did not prevent the mineral interpretation and mapping. Follow-on studies should apply geobotanical approaches (e.g. Ustin et al., 1999) or unmixing techniques to highlight target mineralogy from dry vegetation cover (e.g. Rodger and Cudahy, 2009) over larger areas.

6. Conclusions

This study demonstrates that reflectance spectroscopy and hyperspectral remote sensing are appropriate techniques for extraction of key mineral and physicochemical information aiming the gold exploration in the Serra das Pipocas greenstone belt region.

Although well-developed hydrothermal alteration haloes do not typically occur in amphibolite-facies orogenic gold deposits, which could directly define vectors towards mineralization, the results achieved in this study indicate that later events of alteration may affect the pre-existing hydrothermal assemblage and produce new alteration footprints, which can be efficiently characterized and mapped by spectroscopy techniques.

Point and imaging spectroscopy analyses of representative drill core samples from ferromagnesian host rocks of the Pedra Branca gold deposit, combined to geological information, indicate that Al-poor white micas, although not directly related to the main mineralization process, can be used as a proxy to mineralized veins. Point spectroscopy analyses of hand specimens collected from outcrops in the deposit region indicate well-ordered kaolinite as weathering product of Al-poor white mica-bearing samples, and therefore can also be used as a proxy to mineralization. The mineral maps resulted from processing of airborne hyperspectral data, combined to soil geochemical anomalies, further supports the notion that well-ordered kaolinite can be used as a proxy to mineralization in ferromagnesian host rocks.

The results achieved by this study set an important baseline for mineral exploration of amphibolite-facies orogenic gold deposits in greenstone belt terranes. The mineral guides defined here can be sensed by VNIR/SWIR hyperspectral sensors at multiple scales using either portable, core scanning, wall-imaging, airborne or satellite-borne instruments.

Acknowledgments

This work was supported by the Geological Survey of Brazil through the Troia-Pedra Branca project, which was funded by the Brazilian federal government. The authors would like to thank Armando Massucatto at Jaguar Mining for providing drill core samples and geochemical data from Pedra Branca gold deposit; Professor Celio Pasquini and Cristiane Vidal at Institute of Chemistry of University of Campinas (UNICAMP) for help with SisuCHEMA analysis, Professor Rômulo Simões Angélica at the University of Pará (UFPA)

for providing XRD analysis and Liliane Mafra at CPRM for help with XRD data processing. C.R.S.F. acknowledges CNPq for the research grant (Nr. 309712/2017-3).

References

- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*. 17, 1-29.
- Araujo, C.E.G., Cordani, U.G., Basei, M.A.S., Castro, N. A., Sato, K., Sproesser, W. M., 2012. U–Pb detrital zircon provenance of metasedimentary rocks from the Ceara Central and Medio Coreau Domains, Borborema Province, NE-Brazil: Tectonic implications for a long-lived Neoproterozoic active continental margin. *Precambrian Research*. 206-207, 36-51.
- Arthaud, M.H., Caby, R., Fuck, R.A., Dantas, E.L., Parente, C.V., 2008. Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B., de Wit, M.J. (Eds.), *West Gondwana: Pre–Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*, vol. 294. Geological Society of London, pp. 49–67. Special Publications.
- Asadzadeh, S., Souza Filho, C.R., 2016. A review on spectral processing methods for geological remote sensing. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*. 47, 69–90.
- Bloem, E.J.M., Dalstra, H.J., Groves, D.I., Ridley, J.R., 1994. Metamorphic and structural setting of Archean amphibolite-hosted gold deposits near Southern Cross, Southern Cross Province, Yilgarn Block, Western Australia. *Ore Geology Reviews*. 9, 183-208.
- Boardman, J. W., 1993. Automating spectral unmixing of AVIRIS data using convex geometry concepts. *Summaries of the 4th Annual JPL Airborne Geoscience Workshop. AVIRIS Workshop*, 1. JPL Publications, pp. 11-14.
- Boardman, J.W., 1998. Leveraging the high dimensionality of AVIRIS data for improved sub-pixel target unmixing and rejection of false positives: Mixture tuned matched filtering. In: *Proc. Summ. 7th Annu. JPL Airborne Geosci. Workshop*. p. 55.
- Boardman, J. W., Kruse, F. A., 2011. Analysis of imaging spectrometer data using n-dimensional geometry and a mixture-tuned matched filtering approach. *IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing*. 49, 4138-4152.
- Boardman, J. W., Kruse, F. A., Green, R. O., 1995. Mapping target signatures via partial unmixing of AVIRIS data. *Summaries of the Fifth Annual JPL Airborne Earth Science Workshop. AVIRIS Workshop*, 1. JPL Publications, pp. 23-26.

- Böhlke, J.K., 1982. Orogenic (metamorphic-hosted) gold-quartz veins. U.S. Geological Survey Open-file Report, 82-795, 70-76.
- Bucci, L.A., Hagemann, S.G., Groves, D.I., Standing, J.G., 2002. The Archean Chalice gold deposit: a record of complex, multistage, high-temperature hydrothermal activity and gold mineralisation associated with granitic rocks in the Yilgarn Craton, Western Australia. *Ore Geology Reviews*. 19, 23-67.
- Brito Neves, B.B., 1975. Regionalização geotectônica do Pré-Cambriano Nordeste. PhD Thesis. Universidade de São Paulo, São Paulo-SP, p. 198.
- Brito Neves, B.B., Santos, E.J., Van Schmus, W.R., 2000. Tectonic history of the Borborema province, in: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A., (eds.). *Tectonic Evolution of South America*, 31^o International Geological Congress, Rio de Janeiro, pp. 151-182.
- Cavalcante, J.C., Vasconcelos, A.M., Medeiros, M.F., Paiva, I.P., Gomes, F.E.M., Cavalcante, S.N., Cavalcante, J.E., Melo, A.C.R., Duarte, Neto V.C., Bevenides, H.C., 2003. Mapa Geológico do Estado do Ceará – Escala 1:500.000. Fortaleza, Serviço Geológico do Brasil – CPRM.
- Cavalcanti, J.A.D., 2011. Mapa geológico - Folha SB.24-V-D-IV Várzea do Boi, escala 1:100.000. Fortaleza, Serviço Geológico do Brasil – CPRM.
- Clark, R.N., 1999. Spectroscopy of rocks and minerals and principles of spectroscopy. In: Rencz, A.N. (Ed.), *Remote sensing for the earth sciences: manual of remote sensing*. John Wiley and Sons, New York, pp. 3-58.
- Clark, R.N., Boardman, J., Mustard, J., Kruse, F., Ong, C., Pieters, C., Swayze, G.A., 2006. Mineral mapping and applications of imaging spectroscopy. In: *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS, Short Papers*, p. 1986-1989.
- Clark, R.N., King, T.V.V., Klejwa, M., Swayze, G.A., Vergo, N., 1990. High spectral resolution reflectance spectroscopy of minerals. *Journal of Geophysical Research*. 95, 12653-12680.
- Clark, R.N., Swayze, G.A., Gallagher, A., King, T.V.V., Calvin, W.M., 1993. The USGS Geological Survey Digital Spectral Library: Version 1: 0.2 to 3.0 μm [EUA]: U.S. Geological Survey. Open File Report, 592.

- Costa, F.G., Klein, E.L., Corrêa-Lima, R.G., Naleto, J.L.C., 2016. Geology, geochronology and gold metallogenesis of the Serra das Pipocas granite-greenstone terrane, Troia Massif, North Borborema Province, Brazil. In: 48° Congresso Brasileiro de Geologia. Porto Alegre, Anais. <http://cbg2017anais.siteoficial.ws/st07/9278.pdf> (accessed 2 August 2018).
- Costa, F.G., Klein, E.L., Lafon, J.M., Milhomem Neto, J.M., Galarza, M.A., Rodrigues, J.B., Naleto, J.L.C., Corrêa Lima, R.G., 2018. Geochemistry and U–Pb–Hf zircon data for plutonic rocks of the Troia Massif, Borborema Province, NE Brazil: Evidence for reworking of Archean and juvenile Paleoproterozoic crust during Rhyacian accretionary and collisional tectonics. *Precambrian Research*. 311, 167-194.
- Costa, F.G., Palheta, E.S.M., Calado, B.O., Naleto, J.L.C., Pinéo, T.R.G., Lopes, A.P., Martins, M.D., Sousa, F.R.F.R.O., 2015a. Metalogenia das Províncias Mineraias do Brasil: Área Troia-Pedra Branca, Estado do Ceará. Informe de Recursos Mineraias. Série Províncias Mineraias do Brasil, 2. CPRM, Brasília, p. 42. http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/bitstream/doc/16411/3/Irm_PMB_02_Troia.pdf (accessed 2 August 2018).
- Costa, F.G., Palheta, E.S.M., Rodrigues, J.B., Gomes, I.P., Vasconcelos, A.M., 2015b. Geochemistry and U–Pb zircon ages of plutonic rocks from the Algodões granite–greenstone terrane, Troia Massif, northern Borborema Province, Brazil: Implications for Paleoproterozoic subduction–accretion processes. *Journal of South American Earth Sciences*. 59, 45–68.
- Costa, F.G., Rodrigues, J.B., Cavalcanti, J.A.D., Palheta, E.S.M., Vasconcelos, A.M., 2014. U–Pb LA–ICPMS ages of detrital zircons from the Paleoproterozoic Algodões and Serra das Pipocas greenstone–like sequences, Ceará Central Domain. In: 9th South American Symposium on Isotope Geology, São Paulo, Brazil, p. 110.
- Cudahy, T.J., Gray, D., Phillips, R.N., Wildman, J., 1995. Pilot spectral study of the Bronzewing gold deposit, Western Australia. Exploration and Mining Report 124R. CSIRO Division of Exploration and Mining, p. 106. <ftp://ftp.csiro.au/arrc/AMIRA%20P435%20Project%20Reports/Emr124r%20Bronzewing.pdf> (accessed 23 August 2018).

- Cudahy, T.J., Yang, K., Scott, K.M., 1996. Spectral study of the Star gold deposit, Mount Magnet, Western Australia. Exploration and Mining Report 177R. CSIRO Division of Exploration and Mining, p. 41. <ftp://ftp.csiro.au/arrc/AMIRA%20P435%20Project%20Reports/Emr177r%20Mt%20Magnet.pdf> (accessed 23 August 2018).
- Dubé, B., Balmer, W., Sanborne-Barrie, M., Skulski, T., Parker, J., 2000. A preliminary report on amphibolite-facies, disseminated-replacement-style mineralization at the Madsen gold-mine, Red Lake, Ontario. Geological Survey of Canada, Current Research 2000-C17, p. 12. <http://www.publications.gc.ca/collections/Collection-R/GSC-CGC/M44-2000/M44-2000-C17E.pdf> (accessed 2 August 2018).
- Dubé, B., Gosselin, P., 2007. Greenstone-hosted quartz-carbonate vein deposits. In: Goodfellow, W.D. (Ed.), Mineral deposits of Canada: a synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, 5, pp. 49-73.
- Duke, E.F., 1994. Near infrared spectra of muscovite, Tschermak substitution, and metamorphic reaction progress: implications for remote sensing. *Geology*. 22, 621–624.
- Eilu, P., Groves, D.I., 2001. Primary alteration and geochemical dispersion haloes of Archaean orogenic gold deposits in the Yilgarn Craton: the pre-weathering scenario. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*. 1, 183–200.
- Eilu, P., Mathison, C. I., Groves, D. I., Allardyce, W., 1999. Atlas of alteration assemblages, styles and zoning in orogenic lode-gold deposits in a variety of host rock and metamorphic settings. Geology and Geophysics Department (Centre for Strategic Mineral Deposits) and UWA Extension, The University of Western Australia, Publication 30.
- Elvidge, C.D., 1990. Visible and near infrared reflectance characteristics of dry plant materials. *International Journal of Remote Sensing*. 11, 1775-1795.
- Fetter, A.H., 1999. U/Pb and Sm/Nd Geochronological Constraints on the Crustal Framework and Geologic History of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the Assembly of Gondwana. PhD Thesis. Department of Geology, Kansas University, Lawrence, p. 164.
- Ganade, C.E., Basei, M.A.S., Grandjean, F.C., Armstrong, R., Brito, R.S., 2017. Contrasting Archaean (2.85–2.68 Ga) TTGs from the Troia Massif (NE-Brazil) and their geodynamic implications for flat to steep subduction transition. *Precambrian Research*. 297, 1-18.

- Goetz, A.F.H., 2009. Three decades of hyperspectral remote sensing of the Earth: a personal view. *Remote Sensing of Environment*. 113, S5–S16.
- Goetz, A.F.H., Vane, G., Solomon, J.E., Rock, B.N., 1985. Imaging spectrometry for Earth remote sensing. *Science*. 228, 1147-1153.
- Goldfarb, R.J., Baker, T., Dubé, B., Groves, D.I., Hart, C.J.R., Gosselin, P., 2005. Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. In: Hedenquist J. W., Thompson J.F.H., Goldfarb R.J., Richards J.P. (Eds.) *Economic Geology 100th Anniversary Volume 1905–2005*, Littleton, Colorado, Society of Economic Geologists, p. 407-450.
- Goldfarb, R.J., Groves, D.I., Gardoll, S., 2001. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. *Ore Geology Reviews*. 18, 1-75.
- Gray, D.J., Cudahy, T.J., 1996. Pilot spectral study of the Mount Percy deposit, Western Australia. *Exploration and Mining Report 175R*. CSIRO Division of Exploration and Mining, p. 84.
<ftp://ftp.csiro.au/arrc/AMIRA%20P435%20Project%20Reports/Emr175r%20Mt%20Percy.pdf> (accessed 23 August 2018).
- Green, A.A., Berman, M. Switzer, P., Craig, M.D., 1988. A transformation for ordering multispectral data in terms of image quality with implications for noise removal. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 26, 65–74.
- Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S.G., Robert, F., 1998. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*. 13, 7–27.
- Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Robert, F., Hart, C.J.R., 2003. Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance. *Economic Geology*. 98, 1-29.
- Hunt, G.R., 1977. Spectral signatures of particulate minerals in the visible and near infrared. *Geophysics*. 42 (3), 501-513.
- Hunt, G.R., Ashley R.P., 1979. Spectra of altered rocks in the visible and near infrared. *Economic Geology*. 74, 1613-1629.
- Hunt, G.R., Salisbury, J.W., 1970. Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: I Silicate minerals. *Modern Geology*. 1, 283-300.
- Hunt, G.R., Salisbury, J.W., 1971. Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: II Carbonates. *Modern Geology*. 2, 23-30.

- Hunt, G.R., Salisbury, J.W., Lenhoff, C.J., 1971a. Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: III Oxides and hydroxides. *Modern Geology*. 2, 195-205.
- Hunt, G.R., Salisbury, J.W., Lenhoff, C.J., 1971b. Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: IV Sulphides and sulphates. *Modern Geology*. 3, 1-14.
- Kokaly, R.F., Clark, R.N., Livo, K.E., 1998. Mapping the biology and mineralogy of Yellowstone National Park using imaging spectroscopy. *Summaries of the 7th Annual JPL Airborne Earth Science Workshop*. JPL Publication 97-21, pp. 245-254.
- Kruse, F.A., 2012. Mapping surface mineralogy using imaging spectrometry. *Geomorphology*. 137, 41-56.
- Kruse, F.A., Lefkoff, A.B., Boardman, J.W., Heidebrecht, K.B., Shapiro, A.T., Barloon, P.J., Goetz, A.F.H., 1993. The Spectral Image Processing System (SIPS) - interactive visualization and analysis of imaging spectrometer data. *Remote Sensing of Environment*. 44, 145-163.
- Lopez, J.M., 2012. Programa de exploração mineral do grupo Jaguar Mining Inc. http://www.adimb.com.br/simexmin2012/wp-content/themes/simexmin/palestras/02%20-%20Programas%20Empresariais/III_5_Marc%20Lopez.pdf (accessed 12 November 2016).
- Martins, G., Oliveira, E.P., Lafon, J.M., 2009. The Algodões amphibolite–tonalite gneiss sequence, Borborema Province, NE Brazil: geochemical and geochronological evidence for Paleoproterozoic accretion of oceanic plateau/back–arc basalts and adakitic plutons. *Gondwana Res.* 15, 71–85.
- Mueller, A.G., Groves, D.I., 1991. The classification of Western Australian greenstone-hosted gold deposits according to wallrock-alteration mineral assemblages. *Ore Geology Reviews*. 6, 291-331.
- Neumayr, P., Ridley, J.R., Groves, D.I., 1995. Physicochemical conditions of fluid-wallrock interaction at amphibolite-facies conditions in two Archean hydrothermal gold deposits in the Mt. York District, Pilbara Craton, Western Australia. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 32, 993-1016.
- Oliveira, J.F., Cavalcante, J.C., 1993. Folha Mombaça. Folha SB–24–V–D–V. Escala: 1:100.000. *Geologia e Metalogênese*. In: Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Fortaleza, Serviço Geológico do Brasil – CPRM.
- Pessoa, R.R., Brito Neves, B.B., Kawashita, K., Pessoa, D.R., Fuck, R.A., 1986. Contribuição ao estudo de evolução geocronológica do Maciço de Troia–CE. In: 12 Simpósio de Geologia do Nordeste, João Pessoa, pp. 1721–1728.

- Plaza, A., Benediktsson, J.A., Boardman, J.W., Brazile, J., Bruzzone, L., Camps-Valls, G., Chanussot, J., Fauvel, M., Gamba, P., Gualtieri, A., Marconcini, M., Tilton, J.C., Trianni, G., 2009. Recent advances in techniques for hyperspectral image processing. *Remote Sensing of Environment*. 113, S110-S122.
- Pontual, S., Merry, N.J., Gamson, P., 2008a. GMEX - Spectral analysis guides for mineral exploration: spectral interpretation field manual. AusSpec International Ltd. 1, p. 188.
- Pontual, S., Merry, N.J., Gamson, P. 2008b. GMEX - Spectral analysis guides for mineral exploration: spectral interpretation field manual: Archean greenstone gold. AusSpec International Ltd, 1, p. 22.
- Rodger, A., Cudahy, T., 2009. Vegetation corrected continuum depths at 2.20 μm : An approach for hyperspectral sensors. *Remote Sensing of Environment*. 113, 2243-2257.
- Savitzky, A., Golay, M.J.E., 1964. Smoothing and differentiation of data by simplified least squares procedures. *Anal. Chem.* 36, 1627–1639.
- Schaepman, M.E., Ustin, S.L., Plaza, A.J., Painter, T.H., Verrelst, J., Liang, S.L., 2009. Earth system science related imaging spectroscopy - An assessment. *Remote Sensing of Environment*. 113, S123–S137.
- Senna, J. A. de, Souza Filho, C. R., Angélica, R. S., 2008. Characterization of clays used in the ceramic manufacturing industry by reflectance spectroscopy: An experiment in the São Simão ball-clay deposit, Brazil. *Applied Clay Science*. 41, 85-98.
- Silva, L.C., Armstrong, R., Pimentel, M.M., Scandola, J., Ramgrab, G., Wildner, W., Angelim, L.A.A., Vasconcelos, A.M., Rizzoto, G., Quadros, M.L.E.S., Sander, A., Rosa, A.L.Z., 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos Pré-Cambrianos brasileiros com base em novos dados U–Pb SHRIMP, Parte III: Província Borborema, Mantiqueira Meridional e Rio Negro–Juruena. *Rev. Bras. Geociências*. 32, 529-544.
- Silva, L.C., Costa, F.G., Armstrong, R., McNaughton, N.J., 2014. U–Pb (SHRIMP) zircon dating and Nd isotopes at basement inliers from northern Borborema Province, Ceará State, NE Brazil: evidences for the Archean and Paleoproterozoic crustal evolution. In: 9th South American Symposium on Isotope Geology, São Paulo, Brazil, p. 175.
- Sousa, H.P., Parente, C.V., Magini, C., Ximenes, D.R.B., 2017. Modelagem multidade dos corpos metamáficos-ultramáficos do Greenstone Belt Serra das Pipocas, Província Borborema, Ceará. *Revista de Geologia*. 30(1), 47-67. <http://www.periodicos.ufc.br/geologia/article/view/19732/30376> (accessed 2 August 2018).

- Swayze, G.A., Clark, R.N., Goetz, A.F.H., Livo, K.E., Breit, G.N., Kruse, F.A., Sutley, S.J., Snee, L.W., Lowers, H.A., Post, J.L., Stoffregen, R.E., Ashley, R.P., 2014. Mapping advanced argillic alteration at Cuprite, Nevada, using imaging spectroscopy. *Economic Geology*. 109, 1179-1221.
- Swayze, G.A., Smith, K.S., Clark, R.N., Sutley, S.J., Pearson, R.N., Rust, G.S., Vance, J.S., Hageman, P.L., Briggs, P.H., Meier, A.L., Singleton, M.J., Roth, S., 2000. Using imaging spectroscopy to map acidic mine waste. *Environmental Science and Technology*. 34, 47-54.
- Tappert, M.C., Rivard, B., Giles, D., Tappert, R., Mauger, A., 2013. The mineral chemistry, near-infrared, and mid-infrared reflectance spectroscopy of phengite from the Olympic Dam IOCG deposit, South Australia. *Ore Geology Reviews*. 53, 26-38.
- Thompson, A.J.B., Hauff, P.L., Robitaille, A.J., 1999. Alteration mapping in exploration: Application of short-wave infrared (SWIR) spectroscopy. *Society of Economic Geologists Newsletter*. 39, 16-27.
- Ustin, S.L., Smith, M.O., Jacquemond, S., Verstraete, M., Govaerts, Y., 1999. Geobotany: vegetation mapping in earth sciences. In: Rencz, A.N. (Ed.), *Remote sensing for the earth sciences: manual of remote sensing*. John Wiley and Sons, New York, pp. 189-148.
- Van der Meer, F.D., Jia, X., 2012. Collinearity and orthogonality of endmembers in linear spectral unmixing. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*. 18, 491-503.
- Van der Meer, F.D., Van der Werff, H.M.A., Van Ruitenbeek, F.J.A., Hecker, C.A., Bakker, W.H., Noomen, M.F., Van der Meijde, M., Carranza, E.J.M., de Smeth, J. B., Woldai, T., 2012. Multi- and hyperspectral geologic remote sensing: A review. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*. 14, 112-128.
- Vane, G., Goetz, A.F.H., 1993. Terrestrial imaging spectrometry: current status, future trends. *Remote Sensing of Environment*. 44, 117-126.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., 2002. Proterozoic tectonic history of Borborema Province, NE Brazil: implications for assembly of West Gondwana. In: *27^o General Assembly of the European Geophysical Society, Nice, Abstracts*
- Witt, W. K., Drabble, M., Bodycoat, F. M., 2001. Yilgarn Star gold deposit, Southern Cross greenstone belt, Western Australia: geological setting and characteristics of an amphibolite-facies orogenic gold deposit. In: *4th International Archean Symposium, Perth, Extended Abstracts*.

Appendix A

Schema for kaolinite crystallinity evaluation by means of the Senna Index.

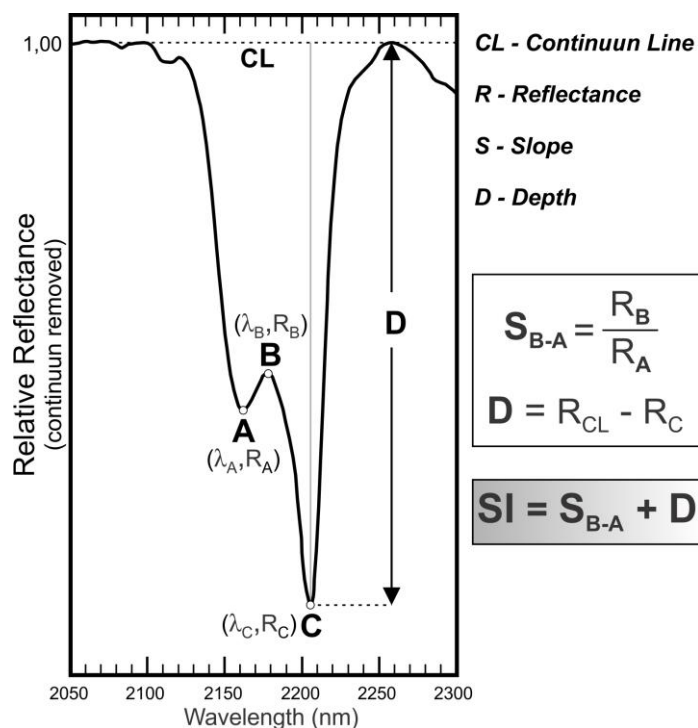
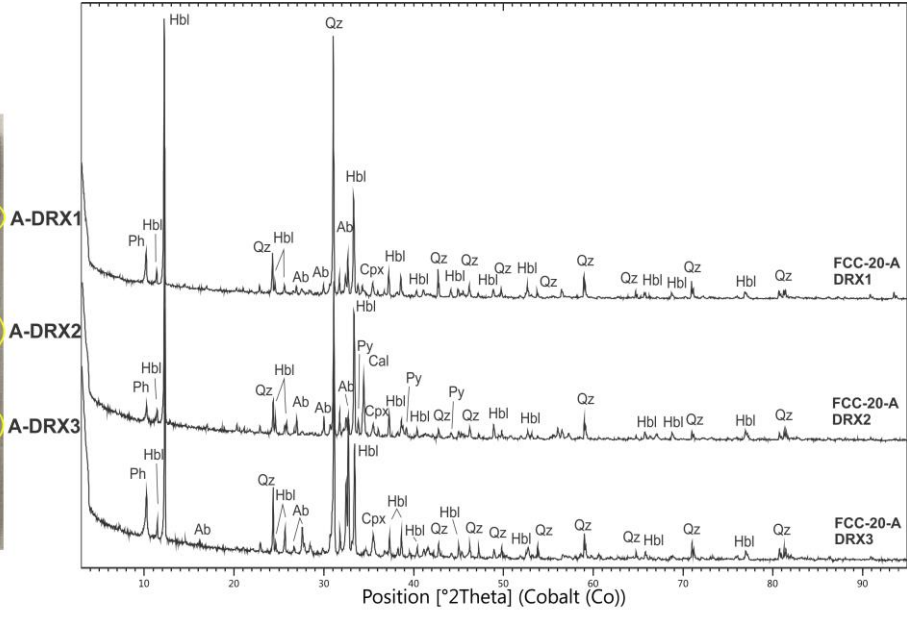


Figure A.1 - Senna Index (SI) calculation, based on the Al-OH doublet absorption feature at ~2200 nm (modified from Senna et al., 2008).

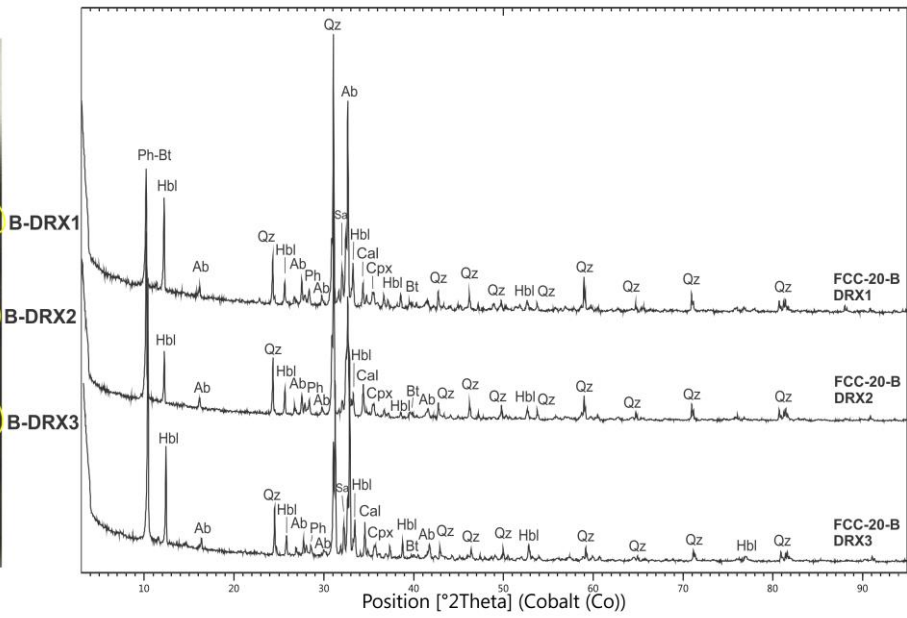
Appendix B

X-ray diffractograms of selected portions (indicated in the photographs) of drill core samples from Coelho target (drill hole FCC-20). Ab: albite; Bt: biotite; Cal: calcite; Cpx: clinopyroxene; Hbl: hornblende; Ph: phengite; Py: pyrite; Qz: quartz; Sa: sanidine.

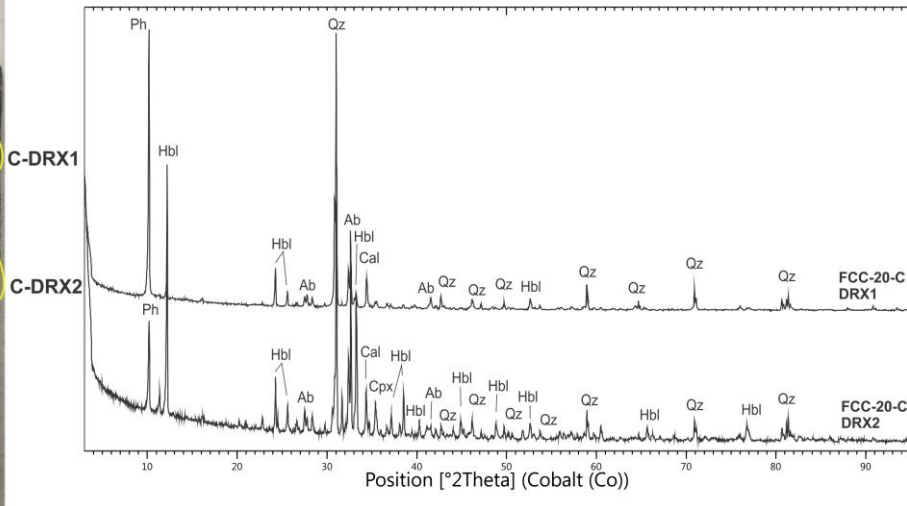
Sample FCC-20-A

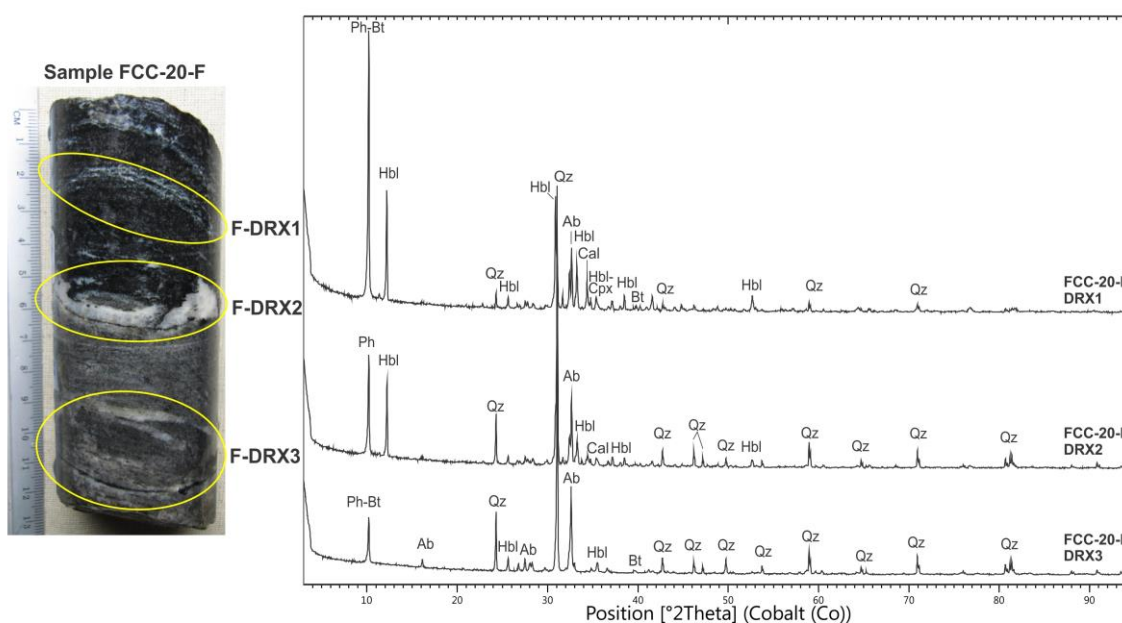
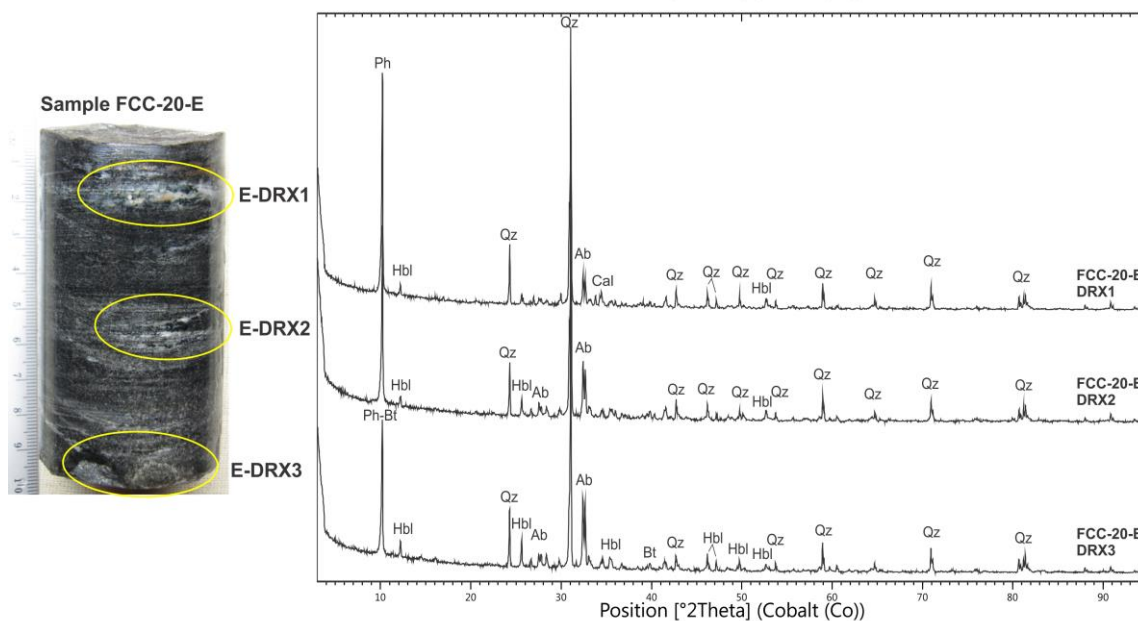
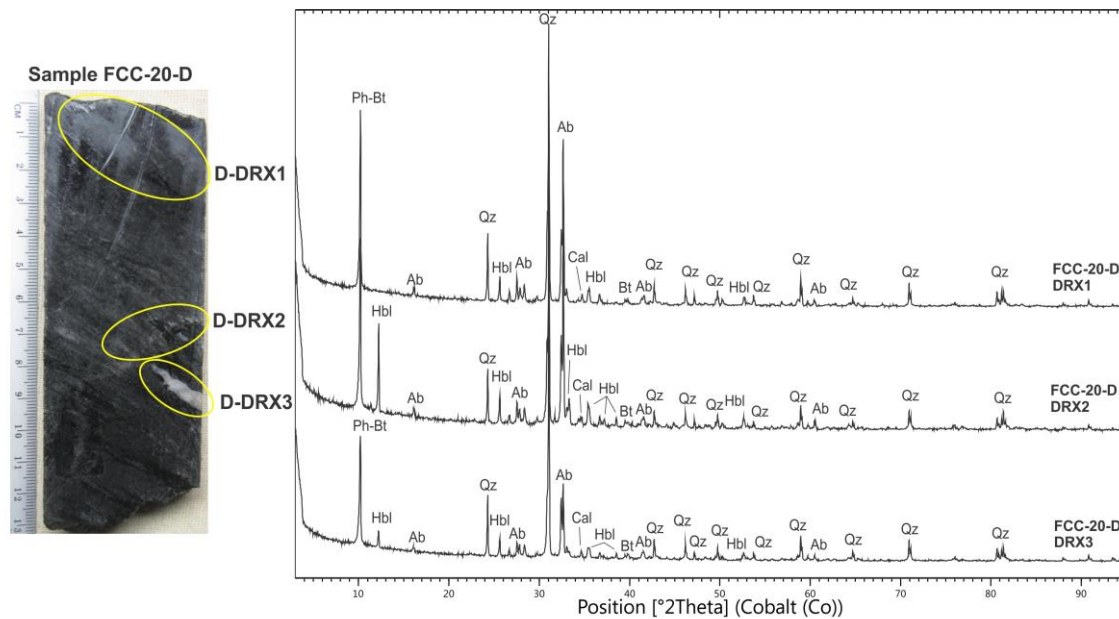


Sample FCC-20-B



Sample FCC-20-C





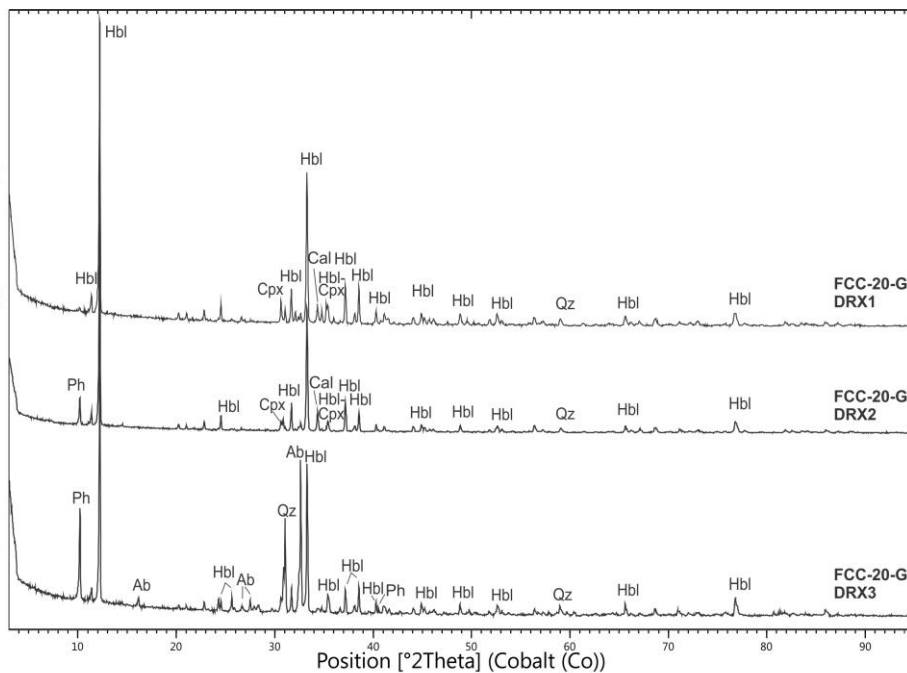
Sample FCC-20-G



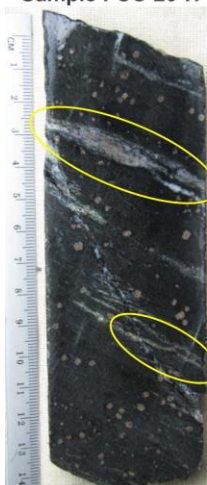
G-DRX1

G-DRX2

G-DRX3

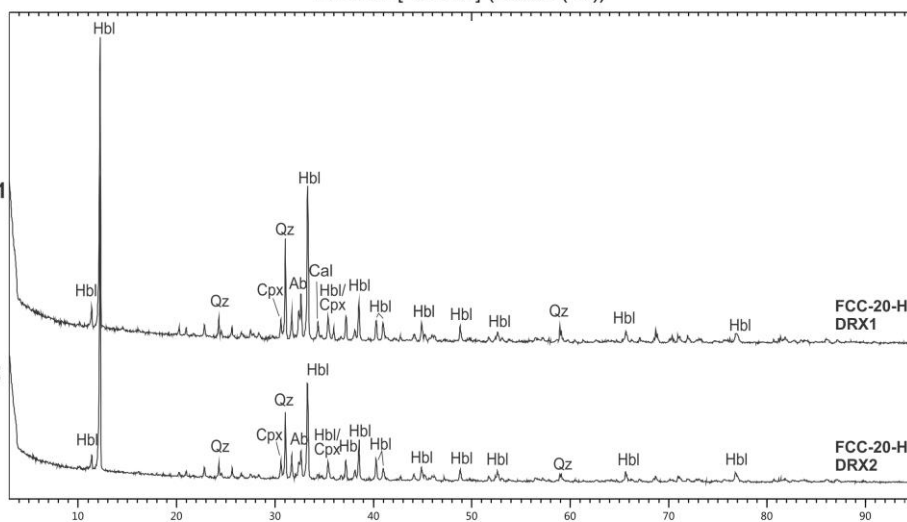


Sample FCC-20-H

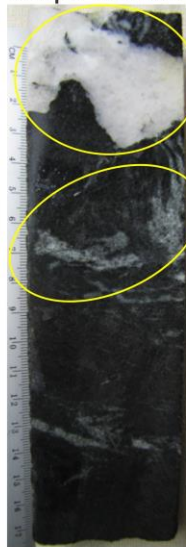


H-DRX1

H-DRX2

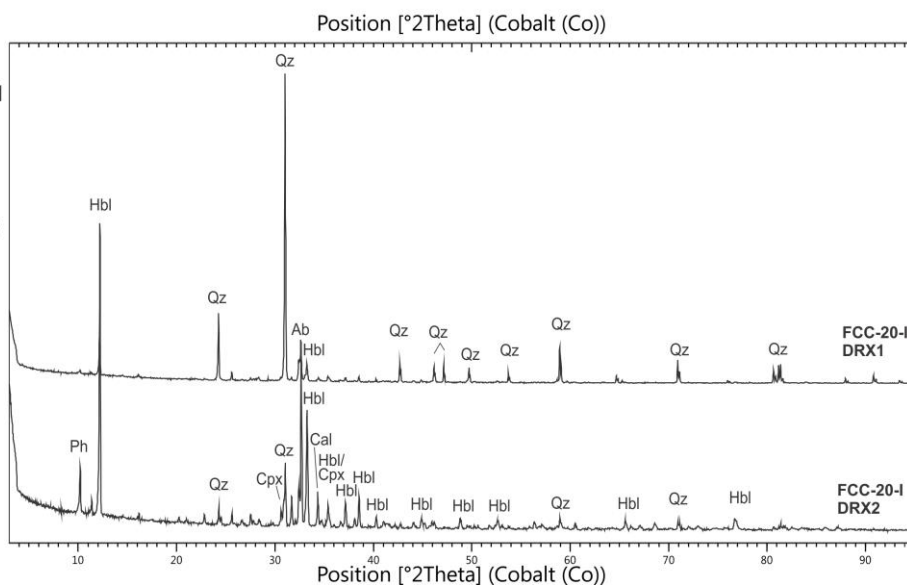


Sample FCC-20-I



I-DRX1

I-DRX2



CAPÍTULO 4 – CONSIDERAÇÕES FINAIS

As informações levantadas nesta pesquisa sobre o comportamento espectromineralógico das associações minerais relacionadas ao depósito de ouro de Pedra Branca, a partir de análises espectroscópicas conduzidas em variadas escalas de observação e abordagens, embasaram interpretações relevantes para a prospecção mineral na região do *greenstone belt* da Serra das Pipocas.

Embora os halos de alteração hidrotermal em depósitos de ouro orogênico em fácies anfibolito não ocorram tipicamente bem desenvolvidos (como aqueles em fácies xisto verde) (Eilu *et al.*, 1999; Eilu and Groves, 2001; Goldfarb *et al.*, 2005), os quais configurariam vetores diretos em direção às zonas mineralizadas, os resultados obtidos neste trabalho indicam que eventos posteriores de alteração podem afetar a assembleia hidrotermal principal e produzir novas marcas de alteração, que por sua vez, podem ser eficientemente mapeadas por técnicas espectroscópicas.

Análises realizadas em amostras de controle, representativas dos padrões de alteração hidrotermal em rochas hospedeiras ferromagnesianas (testemunhos de sondagem do alvo Coelho), combinadas a informações geológicas, indicam que micas brancas pobres em alumínio podem ser usadas como um indicador indireto, em escala de depósito, para veios mineralizados.

Os resultados das análises espectroscópicas realizadas em amostras de afloramentos da área do depósito indicam que caulinitas bem cristalizadas e com substituição de ferro no retículo cristalino, ocorrem como produto de intemperismo de amostras portadoras de micas brancas pobres em alumínio e, portanto, também poderiam configurar um indicador indireto para a mineralização.

Os mapas minerais resultantes do processamento espectral dos dados hiperespectrais aéreos, combinados às anomalias de ouro em solo, suportam a interpretação de que as caulinitas bem cristalizadas configuram indicador indireto para a mineralização em rochas hospedeiras ferromagnesianas. Adicionalmente, os mapas minerais apontam áreas-alvo para a exploração aurífera na região do depósito de Pedra Branca (e possivelmente para novas áreas no *greenstone belt* da Serra das Pipocas) caracterizadas pela associação mineral entre nontronita (intemperismo de rochas ferromagnesianas) e caulinita bem cristalizada (indicador indireto de zonas mineralizadas).

Nesta pesquisa, análises espectroscópicas de testemunhos de sondagem foram efetuadas para amostras isoladas, em diferentes profundidades do furo, entretanto, o uso de sistemas de escaneamento hiperespectral contínuo (perfiladores ou imageadores) poderia fornecer informações mais detalhadas com relação a tendências minerais e físico-químicas ao longo de todo o furo. Ainda assim, a seleção de amostras representativas do testemunho permitiu a extração de informações chave para a exploração aurífera no depósito de Pedra Branca por meio de técnicas espectroscópicas.

Cabe também observar que as análises em amostras de controle do depósito foram efetuadas apenas para hospedeiras ferromagnesianas (rochas metavulcânicas intermediárias e máficas) do alvo Coelho. A aplicação dos métodos utilizados nesta pesquisa para outros tipos de alvos exploratórios na área (rochas hospedeiras metassedimentares e metagranitoides) seria de grande valia para a compreensão dos padrões de alteração e geração de guias minerais para todo o depósito.

Os dados hiperespectrais aéreos forneceram informações fundamentais com relação ao conteúdo mineral da área, apesar da ampla cobertura de material vegetal seco, que restringiu as áreas mapeáveis a uma pequena porção de pixels da imagem. A aplicação de abordagens geobotânicas (e.g. Ustin *et al.* 1999) ou técnicas para ressaltar a resposta espectral de minerais alvo em meio a vegetação seca (e.g. Rodger & Cudahy 2009) poderiam prover informações adicionais às alcançadas neste estudo.

A despeito das limitações comentadas acima, esta pesquisa demonstra que a Espectroscopia de Reflectância e o Sensoriamento Remoto Hiperespectral são técnicas apropriadas para a extração de informações minerais e físico-químicas chave visando à exploração aurífera na região do *greenstone belt* da Serra das Pipocas e, possivelmente, para outros depósitos de ouro orogênico em facies anfíbolito. Os resultados obtidos aqui fundamentam dados de referência para exploração aurífera na área de estudo e os guias minerais estabelecidos podem ser investigados por sensores hiperespectrais ópticos em múltiplas escalas, sejam eles portáteis, perfiladores, imageadores de bancada, aerotransportados ou satelitais.

REFERÊNCIAS

- Abrams M. 2000. The Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER): data products for the high spatial resolution imager on NASA's Terra platform. *International Journal of Remote Sensing*, **21**: 847-859.
- Agar B. & Coulter D.W. 2007. Remote sensing for mineral exploration - a decade perspective 1997-2007. In: Milkereit, B. (eds.) *Proceedings of Exploration 07: Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration*, p. 109–136.
- Asadzadeh S. & Souza Filho C.R. 2016a. A review on spectral processing methods for geological remote sensing. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, **47**: 69–90.
- Asadzadeh S. & Souza Filho C.R. 2016b. Investigating the capability of WorldView-3 superspectral data for direct hydrocarbon detection. *Remote Sensing of Environment*, **173**: 162-173.
- Bedell R. 2004. Remote sensing in mineral exploration. *Society of Economic Geologists Newsletter*, **58**: 8–14.
- Bedini E. 2009. Mapping lithology of the Sarfartoq carbonatite complex, southern West Greenland, using HyMap imaging spectrometer data. *Remote Sensing of Environment*, **113**: 1208–1219.
- Bedini E. 2011. Mineral mapping in the Kap Simpson complex, central east Greenland, using HyMap and ASTER remote sensing data. *Advance in Space Research*, **47**: 60–73.
- Biggar S.F., Thome K.J., McCorkel J.T., D'Amico J. M. 2005. Vicarious calibration of the ASTER SWIR sensor including crosstalk correction. *Proceedings International Society Optical Engineering*, 5882, 588217.
- Bloem E.J.M., Dalstra H.J., Groves D.I., Ridley J.R. 1994. Metamorphic and structural setting of Archean amphibolite-hosted gold deposits near Southern Cross, Southern Cross Province, Yilgarn Block, Western Australia. *Ore Geology Reviews*, **9**: 183-208.
- Boardman J.W. & Kruse F.A. 2011 Analysis of Imaging Spectrometer Data Using N-Dimensional Geometry and A Mixture-Tuned Matched Filtering (MTMF) Approach. *Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, Special Issue on Spectral Unmixing of Remotely Sensed Data, **49**: 4138-4152.

- Boardman J.W. 1998. Post-ATREM polishing of AVIRIS apparent reflectance data using EFFORT: a lesson in accuracy versus precision. *In* R. O. Green (Ed.), *Summaries of the Seventh JPL Airborne Earth Science Workshop* JPL Publication, Vol. 97–21. (pp. 53) Pasadena, California: Jet Propul. Lab. 1.
- Böhlke J.K. 1982. Orogenic (metamorphic-hosted) gold-quartz veins. *U.S. Geological Survey Open-file Report*, **82–795**: 70–76.
- Brito Neves B. B. 1975. *Regionalização geotectônica do precambriano nordestino*. Tese, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 198 p.
- Bucci L.A., Hagemann S.G., Groves D.I., Standing J.G. 2002. The Archean Chalice gold deposit: a record of complex, multistage, high-temperature hydrothermal activity and gold mineralisation associated with granitic rocks in the Yilgarn Craton, Western Australia. *Ore Geology Reviews*, **19**: 23-67.
- Christensen P.R., Bandfield J.L., Hamilton V.E., Howard D.A., Lane M.D., Piatek J.L., Ruff S.W., Stefanov W.L. 2000. A thermal emission spectral library of rock-forming minerals. *Journal of Geophysical Research*, **105**: 9735-9739.
- Clark R.N., 1999. Spectroscopy of rocks and minerals, and principles of spectroscopy. *In*: Rencz A.N. (Ed.) *Remote sensing for the earth sciences: Manual of Remote Sensing*. John Wiley and Sons, v. 3, p. 3-58.
- Clark R.N., Boardman J., Mustard J., Kruse F., Ong C., Pieters C., Swayze G.A. 2006. Mineral mapping and applications of imaging spectroscopy. *In*: IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS, *Short Papers*, p. 1986-1989.
- Clark R.N., King T.V.V., Klejwa M., Swayze G.A., Vergo N. 1990. High spectral resolution reflectance spectroscopy of minerals. *Journal of Geophysical Research*, **95**(B8): 12653-12680.
- Clark R. N., Swayze G. A., Heidebrecht K. B., Green R. O., Goetz A. F. H. 1995. Calibration of surface reflectance of terrestrial imaging spectrometry data: comparison of methods. *In* R. O. Green (Ed.), *Summaries of the 5th Annual JPL Airborne Earth Science Workshop* JPL Publication, Vol. 95–1. (pp. 41–42) Pasadena, CA: Jet Propulsion Laboratory 1.
- Cloutis E.A. 1996. Hyperspectral geological remote sensing: evaluation of analytical techniques. *International Journal of Remote Sensing*, **17**(12): 2215-2242.

- Cocks T., Jensen R., Stewart A., Wilson I., Shields T. 1998. The HyMap airborne hyperspectral sensor: The system calibration and performance. EARSEL Workshop on Imaging Spectrometry, 1, Zurich, Proceedings, p. 37-43.
- Costa F.G., Klein E.L., Corrêa-Lima R.G., Naletto J.L.C. 2016. Geology, geochronology and gold metallogensis of the Serra das Pipocas granite-greenstone terrane, Troia Massif, North Borborema Province, Brazil. *In: 48° Congresso Brasileiro de Geologia*. Porto Alegre, *Anais*. Disponível em: <<http://cbg2017anais.siteoficial.ws/st07/9278.pdf>>. Acesso em: 2 ago 2018.
- Costa F.G., Klein E.L., Palheta E.S.M., Naletto J.L.C., Rodrigues J.B., Vasconcelos A.M. 2015a. Paleoproterozoic greenstone belts of the Troia massif, Borborema Province, NE Brazil: Rhyacian crustal evolution, Neoproterozoic reworking and gold mineralization. *In: 26° Simpósio de Geologia do Nordeste*, Natal, *Anais*.
- Costa F.G., Palheta E.S.M., Calado B.O., Naletto J.L.C., Pinéo T.R.G., Lopes A.P., Martins M.D., Sousa F.R.F.R.O. 2015b. *Metalogenia das Províncias Mineraias do Brasil: Área Troia-Pedra Branca, Estado do Ceará*. Informe de Recursos Mineraias. Série Províncias Mineraias do Brasil, 2. CPRM, Brasília, p. 42. Disponível em: <http://rigeo.cprm.gov.br/jspui/bitstream/doc/16411/3/Irm_PMB_02_Troia.pdf>. Acesso em: 2 ago 2018.
- Costa F.G., Rodrigues J.B., Cavalcanti J.A.D., Palheta E.S.M., Vasconcelos A.M. 2014. U–Pb LA–ICPMS ages of detrital zircons from the Paleoproterozoic Algodões and Serra das Pipocas greenstone–like sequences, Ceará Central Domain. *In: 9th South American Symposium on Isotope Geology*, São Paulo, Brasil, p. 110.
- Cox S.F. 2005. Coupling between deformation, fluid pressures, and fluid flow in ore-producing hydrothermal systems at depth in the crust. *In: Hedenquist J. W., Thompson J.F.H., Goldfarb R.J., Richards J.P. (eds.) Economic Geology 100th Anniversary Volume 1905–2005*, Littleton, Colorado, Society of Economic Geologists, p. 39-75.
- Cox S.F., Knackstedt M.A., Brown J. 2001. Principles of structural control on permeability and fluid flow in hydrothermal systems. *Reviews in Economic Geology*, **14**: 1–24.
- Crósta A.P. 1992. *Processamento Digital de Imagens de Sensoriamento Remoto*. Ed. IG/UNICAMP, 154p.

- Crósta A.P., Almeida T.I.R., Paradella W.R., Silva S.M.P., Meneses P.R. 2016. Sensoriamento remoto em exploração mineral no Brasil. *In: Melfi A., Misi A., Campos D.A., Cordani U.G. (Orgs.) Recursos Minerais no Brasil – Problemas e Desafios*. Rio de Janeiro, Academia Brasileira de Ciências, p.190-207.
- Crósta A.P. & McMoore J. 1989. Enhancement of Landsat Thematic Mapper imagery for residual soil mapping in SW Minas Gerais State, Brazil: a prospecting case history in greenstone belt terrain. *In: Seventh Thematic Conference on Remote Sensing for Exploration Geology*, Calgary, Alberta, Canada.
- Crósta A.P. & Souza Filho C.R. 2009. Mineral Exploration with Landsat Thematic Mapper (TM) / Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+): a Review of the Fundamentals, Characteristics, Data Processing and Case Studies. *In: Bedell R., Crósta A.P., Grunsky E. (Eds.) Remote Sensing and Spectral Geology – Reviews in Economic Geology*. Littleton, CO, USA: Society of Economic Geologists (SEG), v.16, p 59-82.
- Crósta A.P., Souza Filho C.R., Azevedo F., Brodie C. 2003. Targeting key alteration minerals in epithermal deposits in Patagonia, Argentina, using ASTER imagery and principal component analysis. *International Journal of Remote Sensing*, **24**: 4233-4240
- Cudahy T. & Souza Filho C.R. 2006. Spectral sensing solutions to mineral exploration challenges. 4 Simp. Bras. Exploração Mineral Simexmin, Ouro Preto, MG.
- Dardenne M.A. & Botelho N.F. 2014. Metalogênese da zona externa da Faixa Brasília. *In: Silva M.G., Rocha Neto M.B., Jost H., Kuyumjian R.M. (Orgs.) Metalogênese das províncias tectônicas brasileiras*. Serviço Geológico do Brasil-CPRM, Belo Horizonte, p. 431-454.
- Dill H.G. 2010. The “chessboard” classification scheme of mineral deposits: Mineralogy and geology from aluminum to zirconium. *Earth-Science Reviews*, **100**: 1-420.
- Drusch M., Del Bello U., Carlier S., Colin O., Fernandez V., Gascon F., Hoersch B., Isola C., Laberinti P., Martimort P., Meygret A., Spoto F., Sy O., Marchese F., Bargellini P. 2012. Sentinel-2: ESA's Optical High-Resolution Mission for GMES Operational Services. *Remote Sensing of Environment*, **120**: 25–36.

- Dubé B., Balmer W., Sanborne-Barrie M., Skulski T., Parker J. 2000. *A preliminary report on amphibolite-facies, disseminated-replacement-style mineralization at the Madsen gold-mine, Red Lake, Ontario*. Geological Survey of Canada, Current Research 2000-C17, 12p. Disponível em: <<http://www.publications.gc.ca/collections/Collection-R/GSC-CGC/M44-2000/M44-2000-C17E.pdf>> Acesso em: 2 ago 2018.
- Dubé B. & Gosselin P. 2007. Greenstone-hosted quartz-carbonate vein deposits. In: Goodfellow W.D. (ed.) *Mineral deposits of Canada: a synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods*. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, 5, p. 49-73.
- Dubé B., Williamson K., McNicoll V., Malo M., Skulski T., Twomey T., Sanborn-Barrie M. 2004. Timing of gold mineralization in the Red Lake gold camp, northwestern Ontario, Canada: New constraints from UPb geochronology at the Goldcrop High-grade zone, Red Lake mine and at the Madsen mine. *Economic Geology*, **99**: 1611-1641.
- Ducart D.F. 2007. *Alteração hidrotermal no prospecto aurífero Cerro La Mina, Los Menucos, Patagônia Argentina: geologia, sensoriamento remoto e isótopos estáveis*. Tese Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 174p.
- Ducart D.F. 2004. *Caracterização da alteração hidrotermal associada às ocorrências auríferas de Los Menucos, Argentina, por meio de técnicas de sensoriamento remoto e espectroscopia de reflectância*. MS Dissertation, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 86 p.
- Ducart D.F., Crósta A.P., Souza Filho C.R. 2007. Processamento de imagens hiperespectrais do EO-1/Hyperion para o mapeamento de minerais de alteração hidrotermal na Patagônia Argentina. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto (SBSR), 13, 2007, Florianópolis. Anais... São José dos Campos: INPE, p. 6449-6451
- Eilu P. & Groves D.I. 2001. Primary alteration and geochemical dispersion haloes of Archaean orogenic gold deposits in the Yilgarn Craton: the pre-weathering scenario. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, **1**: 183–200.

- Eilu P., Mathison C. I., Groves D. I., Allardyce W. 1999. *Atlas of alteration assemblages, styles and zoning in orogenic lode-gold deposits in a variety of host rock and metamorphic settings*: Geology and Geophysics Department (Centre for Strategic Mineral Deposits) & UWA Extension, The University of Western Australia, Publication 30, 50 p.
- ERSDAC. 2003. CrossTalk correction program user's guide. *Tokyo: ERSDAC, 2003*. 21p.
- Franceschini M.H.D., Demattê J.A.M., Silva Terra F. da, Vicente L.E., Bartholomeus H., Souza Filho C.R. 2015. Prediction of soil properties using imaging spectroscopy: Considering fractional vegetation cover to improve accuracy. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, **38**: 358-370.
- Gao B.C., Montes M.J., Davis C.O., Goetz A.F.H. 2009. Atmospheric correction algorithms for hyperspectral remote sensing data of land and ocean. *Remote Sensing of Environment*, **113**(Suppl. 1): S17–S24.
- Goetz A.F.H., 2009. Three decades of hyperspectral remote sensing of the Earth: a personal view. *Remote Sensing of Environment*, **113**: S5–S16.
- Goetz A.F.H. & Rowan L.C., 1981. Geologic remote-sensing. *Science*, **211**: 781–791.
- Goetz A.F.H., Rock B.N., Rowan L. 1983. Remote Sensing for Exploration: An Overview. *Economic Geology*, **78**: 573-590.
- Goldfarb R.J., Baker T., Dubé B., Groves D.I., Hart C.J.R., Gosselin P. 2005. Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. In: Hedenquist J. W., Thompson J.F.H., Goldfarb R.J., Richards J.P. (eds.) *Economic Geology 100th Anniversary Volume 1905–2005*, Littleton, Colorado, Society of Economic Geologists, p. 407-450.
- Goldfarb R.J. & Groves D.I. 2015. Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time. *Lithos*, **23**: 2-26.
- Goodenough D.G., Dyk A., Niemann K.O., Pearlman J.S., Chen H., Han T., Murdoch M., West C. 2003. Processing Hyperion and ALI for Forest Classification. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **41**(6): 1321 – 1331.
- Groves D.I. 1993. The crustal continuum model for late-Archaeoan lode-gold deposits of the Yilgarn block, Western Australia. *Mineralium Deposita*, **28**: 366–374.

- Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., Robert F. 1998. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*, **13**: 7–27.
- Groves D.I., Goldfarb R.J., Knox-Robinson C.M., Ojala J., Gardoll S., Yun G., Holyland P. 2000. Late-kinematic timing of orogenic gold deposits and its significance for computer-based exploration techniques with emphasis on the Yilgarn block, Western Australia. *Ore Geology Reviews*, **17**: 1-38.
- Groves D.I., Goldfarb R.J., Robert F., Hart C.J.R. 2003. Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance. *Economic Geology*, **98**: 1-29.
- Haerberlin Y., Moritz R., Fontbote L., Cosca M. 2004. Carboniferous orogenic gold deposits at Pataz, eastern Andean Cordillera, Peru - geological and structural framework, paragenesis, alteration, and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Economic Geology*, **99**: 73-112.
- Haest M., Cudahy T., Laukamp C., Gregory S. 2012. Quantitative mineralogy from infrared spectroscopic data. I. validation of mineral abundance and composition scripts at the Rocklea channel iron deposit in Western Australia. *Economic Geology*, **107**: 209-228.
- Hunt G.R. 1977. Spectral signatures of particulate minerals in the visible and near infrared. *Geophysics*, **42**: 501-513.
- Hunt G.R. & Ashley R.P. 1979. Spectra of altered rocks in the visible and near infrared. *Economic Geology*, **74**: 1613-1629.
- Hunt G.R. & Salisbury J.W. 1970. Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: I Silicate minerals. *Modern Geology*, **1**: 283-300.
- Hunt G.R. & Salisbury J.W. 1971. Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: II Carbonates. *Modern Geology*, **2**: 23-30.
- Hunt G.R., Salisbury, J.W., Lenhoff C.J. 1971a. Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: III Oxides and hydroxides. *Modern Geology*, **2**: 195-205.
- Hunt G.R., Salisbury, J.W., Lenhoff C.J. 1971b. Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: IV Sulphides and sulphates. *Modern Geology*, **3**: 1-14.
- Hunt G.R., Salisbury, J.W., Lenhoff C.J. 1972. Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: V Halides, arsenates, vanadates, and borates. *Modern Geology*, **3**: 121-132.

- Hunt G.R., Salisbury, J.W., Lenhoff C.J. 1973. Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: VI Additional silicates: *Modern Geology*, **4**: 85–106.
- Iwasaki A. & Tonooka H. 2005. Validation of a crosstalk correction algorithm for ASTER/SWIR. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **43**(12): 2747-2751.
- Jost H., Carvalho M.J. de, Rodrigues V.G., Martins R. 2014. Metalogênese dos greenstone belts de Goiás. *In: Silva M.G., Rocha Neto M.B., Jost H., Kuyumjian R.M. (Orgs.) Metalogênese das províncias tectônicas brasileiras*. Serviço Geológico do Brasil-CPRM, Belo Horizonte, p. 141-170.
- Kalinowski A. & Oliver S. 2004. *ASTER Mineral Index Processing Manual*. Remote Sensing Applications. Geosciences Australia. 37p.
- Kerrick R. & Wyman D. 1990. Geodynamic setting of mesothermal gold deposits: an association with accretionary tectonic regimes. *Geology*, **18**: 882–885.
- Keshava N. & Mustard J.F. 2002. Spectral unmixing. *Signal Process. Magazine IEEE*19, 44–57.
- Klein E.L. 2014. Metalogênese do cráton São Luís e do cinturão Gurupi. *In: Silva M.G., Rocha Neto M.B., Jost H., Kuyumjian R.M. (Orgs.) Metalogênese das províncias tectônicas brasileiras*. Serviço Geológico do Brasil-CPRM, Belo Horizonte, p. 195-214.
- Kratt C., Calvin W., Coolbaugh M. 2006. Geothermal exploration with HyMap hyperspectral data at Brady – Desert Peak, Nevada. *Remote Sensing of Environment*, **104**: 313-324.
- Kruse, F.A. 2004. Comparison of ATREM, ACORN, and FLAASH Atmospheric Corrections using Low-Altitude AVIRIS Data of Boulder, Colorado. *In: Proceedings 13th JPL Airborne Geoscience Workshop, Jet Propulsion Laboratory, 31 March – 2 April 2004, Pasadena, CA, JPL Publication*.
- Kruse F.A. 2012. Mapping surface mineralogy using imaging spectrometry. *Geomorphology*, **137**: 41-56.
- Kruse F.A., Baugh W.M., Perry S.L. 2015. Validation of DigitalGlobe WorldView-3 Earth imaging satellite shortwave infrared bands for mineral mapping. *Journal of Applied Remote Sensing*, **9**: 096044-1-096044-17.

- Kruse F.A., Bedell R.L., Taranik J.V., Peppin W.A., Weatherbee O., Calvin W.M. 2012. Mapping alteration minerals at prospect, outcrop and drill core scales using imaging spectrometry. *International Journal of Remote Sensing*, **33**: 1780–1798.
- Kruse F. A., Boardman J. W., Lefkoff A. B., Young J. M., Kierein-Young, K. S., Cocks T. D., Janssen R., Cocks, P. A.. 2000. HyMap: An Australian Hyperspectral Sensor Solving Global Problems – Results from USA HyMap Data Acquisitions. *In: Proceedings of the 10th Australasian Remote Sensing and Photogrammetry Conference, Adelaide, Australia, 21-25*
- Kruse F.A. & Perry S.L. 2013. Mineral Mapping Using Simulated Worldview-3 Short-Wave-Infrared Imagery. *Remote Sensing*, **5**: 2688-2703.
- Kruse F.A., Lefkoff A.B., Boardman J.W., Heidebrecht K.B., Shapiro A.T., Barloon P.J., Goetz A.F.H. 1993. The spectral image-processing system (SIPS)—interactive visualisation and analysis of imaging spectrometer data. *Remote Sensing of Environment*, **44**: 145–163.
- Kuenzer C. & Dech S. 2013. Theoretical Background of Thermal Infrared Remote Sensing. *In: Kuenzer C. & Dech S. (Eds.) Thermal Infrared Remote Sensing. Sensors, Methods, Applications, Springer, p. 1-26.*
- Lammoglia T. & Souza Filho C.R. 2011. Spectroscopic characterization of oils yielded from Brazilian offshore basins: Potential applications of remote sensing. *Remote Sensing of Environment*, **115** (10): 2525-2535.
- Latorre M., Carvalho Jr. O.A., Dias L.A.V., Meneses P.R. 2001. Análise comparativa dos principais métodos para correção atmosférica de imagens hiperespectrais AVIRIS. *In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto (SBSR), 10, 2001, Foz do Iguaçu. Anais... São José dos Campos: INPE, p. 1285-1292.*
- Lisitsin V.A. & Pitcairn I.K. 2015. Orogenic gold mineral systems of the Western Lachlan Orogen (Victoria) and the Hodgkinson Province (Queensland): Crustal metal sources and cryptic zones of regional fluid flow. *Ore Geology Reviews*, **76**: 280-295.
- Littlefield E.F. & Calvin W.M. 2014. Geothermal exploration using imaging spectrometer data over Fish Lake Valley, Nevada. *Remote Sensing of Environment*, **140**: 509-518.

- Lobato L.M., Renger F.E., Silva R.C.F., Rosière C.A., Baars F.J., Rolim V.K. 2014. Metalogênese do setor meridional do cráton São Francisco. *In: Silva M.G., Rocha Neto M.B., Jost H., Kuyumjian R.M. (Orgs.) Metalogênese das províncias tectônicas brasileiras*. Serviço Geológico do Brasil-CPRM, Belo Horizonte, p. 119-140.
- Lopez J.M. 2012. Programa de exploração mineral do grupo Jaguar Mining Inc. Disponível em: http://www.adimb.com.br/simexmin2012/wp-content/themes/simexmin/palestras/02%20-%20Programas%20Empresariais/III_5_Marc%20Lopez.pdf >. Acesso em: 12 nov 2016.
- Loughlin W.P. 1991. Principal component analysis for alteration mapping. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, **57**: 1163–1169.
- Mars J.C. & Rowan L.C. 2010. Spectral assessment of new ASTER SWIR surface reflectance data products for spectroscopic mapping of rocks and minerals. *Remote Sensing of Environment*, **114**: 2011–2025.
- McCuaig T.C. & Hronsky J. 2014. The mineral system concept: the key to exploration targeting. *In: Kelley K.D., Golden H.C. (eds.) Building Exploration Capability for the 21st Century*. Society of Economic Geologists Special Publication, 18, p. 153–175.
- Meneses, P.R. & Almeida, T. 2012. *Introdução ao Processamento Digital de Imagens de Sensoriamento Remoto*. UnB/CNPq, Brasília, 267p.
- Molan Y.E, Refahi D., Tarashti A.H. 2014. Mineral mapping in the Maherabad area, eastern Iran, using the HyMap remote sensing data. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*. **27**: 117-127.
- Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Souza Filho C.R., Moreto C.P.N. 2014. Metalogênese da Província Carajás. *In: Silva M.G., Rocha Neto M.B., Jost H., Kuyumjian R.M. (Orgs.) Metalogênese das províncias tectônicas brasileiras*. Serviço Geológico do Brasil-CPRM, Belo Horizonte, p. 43-92.
- Mueller A.G. & Groves D.I. 1991. The classification of Western Australian greenstone-hosted gold deposits according to wallrock-alteration mineral assemblages. *Ore Geology Reviews*, **6**: 291-331.
- Mustard J.F. & Sunshine J.M. 1999. Spectral analysis for earth science investigation: investigations using remote sensing data. *In: Rencz, A.N. (Ed.) Remote Sensing for the Earth Sciences*, Third Edition, John Wiley & Sons, p.251-306.

- Neumayr P., Ridley J.R., Groves D.I. 1995. Physicochemical conditions of fluid-wallrock interaction at amphibolite-facies conditions in two Archean hydrothermal gold deposits in the Mt. York District, Pilbara Craton, Western Australia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **32**: 993-1016.
- Novo E.M.L. de M., 2008. *Sensoriamento remoto: princípios e aplicações*, 3ª Edição, São Paulo: Blucher, 388 p.
- Pabón R.E.C., Souza Filho C.R., Magalhães L.A. 2013. Monitoramento de solos contaminados com hidrocarbonetos em instalações petrolíferas através da espectroscopia de refletância e de imageamento hiperespectral. *In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto (SBSR)*, 17, 2013, Foz do Iguaçu. Anais... São José dos Campos: INPE, p. 8996-9003.
- Phillips G.N. & Powell R. 2009. Formation of gold deposits: review and evaluation of the continuum model. *Earth-Science Reviews*, **94**: 1–21.
- Phillips G.N. & Powell R. 2010. Formation of gold deposits: a metamorphic devolatilization model. *Journal of Metamorphic Geology*, **28**: p. 689-718.
- Pitcairn I.K., Teagle D.A.H., Craw D., Olivo G.R., Kerrich R., Brewer T.S. 2006. Sources of metals and fluids in orogenic gold deposits: insights from the Otago and Alpine Schists, New Zealand. *Economic Geology*, **101**: 1525–1546.
- Pontual S., Merry N.J., Gamson P. 2008a. *GMEX - Spectral analysis guides for mineral exploration: spectral interpretation field manual*. AusSpec International Ltd, 1, 188 p.
- Pontual S., Merry N.J., Gamson P. 2008b. *GMEX - Spectral analysis guides for mineral exploration: practical applications handbook*. AusSpec International Ltd, 2, 86 p.
- Rajesh H.M. 2004. Application of remote sensing and GIS in mineral resource mapping – An overview. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, **99**: 83–103.
- Rodger A. & Cudahy T. 2009. Vegetation corrected continuum depths at 2.20 μm : An approach for hyperspectral sensors. *Remote Sensing of Environment*. **113**: 2243-2257.
- Robert F., Brommecker R., Bourne B.T., Dobak P.J., McEwan C.J., Rowe R.R., Zhou X. 2007. Models and exploration methods for major gold deposit types. *In: Milereit B. (ed.) Proceedings of Exploration 07: Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration*, pp. 691-711.

- Sabins F.F. 1999. Remote sensing for mineral exploration. *Ore Geology Reviews*. **14**:157–183.
- Salisbury J.W. & D'Ária D.M., 1992. Emissivity of terrestrial materials in the 8-14 MU-M atmospheric window. *Remote Sensing of Environment*, **42**: 83–106.
- Salisbury J.W., Walter L.S., Vergo N. 1989. Availability of a library of infrared (2.1–25.0 MU-M) mineral spectra. *American Mineralogist*, **74**: 938–939.
- Salles R.R., Souza Filho C.R., Cudahy T., Vicente L.E., Monteiro L.V.S. 2017. Hyperspectral remote sensing applied to uranium exploration: A case study at the Mary Kathleen metamorphic-hydrothermal U-REE deposit, NW, Queensland, Australia. *Journal of Geochemical Exploration*, **179**: 36-50.
- Saunders J.A., Hofstra A.H., Goldfarb R.J., Reed M.H. 2014. Geochemistry of hydrothermal gold deposits. In: Holland H. & Turekian K. (eds.) *Treatise on Geochemistry*, Second Edition, 13, p. 383-424.
- Scafutto R.D.M., Souza Filho C.R., Oliveira W.J. 2013. Sensoriamento remoto hiperespectral e quimiometria aplicados ao mapeamento de materiais geológicos saturados em hidrocarbonetos: Novos ensaios e potencial de aplicação para exploração petrolífera onshore. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto (SBSR), 17, 2013, Foz do Iguaçu. Anais... São José dos Campos: INPE, p. 8972-8979.
- Schowengerdt R.A., 2007. *Remote Sensing Model and Methods for Image Processing*, 3rd ed. Elsevier Inc.
- Silva M.G., Teixeira J.B.G., Misi A., Cruz S.C.P., Sá J.H.S. 2014. Metalogênese do setor setentrional do cráton do São Francisco. In: Silva M.G., Rocha Neto M.B., Jost H., Kuyumjian R.M. (Orgs.) *Metalogênese das províncias tectônicas brasileiras*. Serviço Geológico do Brasil-CPRM, Belo Horizonte, p. 93-118.
- Sousa H. P. 2016. *Caracterização das unidades máfica-ultramáficas e potencial metalogenético da sequência metavulcanossedimentar Serra das Pipocas (Ceará): Um provável greenstone belt*. Dissertação, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 203 p.

- Sousa H.P., Parente C.V., Magini C., Ximenes D.R.B. 2017. Modelagem multitemporal dos corpos metamáficos-ultramáficos do Greenstone Belt Serra das Pipocas, Província Borborema, Ceará. *Revista de Geologia*, **30**(1): 47-67. Disponível em: <<http://www.periodicos.ufc.br/geologia/article/view/19732/30376>> Acesso em: 2 ago 2018.
- SpecTIR. 2011. ProSpecTIR VS – VNIR SWIR Hyperspectral Instrument. Disponível em: <http://www.spectir.com/wp-content/uploads/2012/02/ProSpecTIR_VS_specs_2011.pdf> Acesso em: 10 de nov. 2016.
- Swayze G.A., Clark R.N., Goetz A.F.H., Livo K.E., Breit G.N., Kruse F.A., Sutley S.J., Snee L.W., Lowers H.A., Post J.L., Stoffregen R.E., Ashley R.P. 2014. Mapping advanced argillic alteration at Cuprite, Nevada, using imaging spectroscopy. *Economic Geology*, **109**: 1179-1221.
- Tappert M., Rivard B., Giles D., Tappert R., Mauger A. 2011. Automated drill core logging using visible and near-infrared reflectance spectroscopy: a case study from the Olympic dam IOCG deposit, South Australia. *Economic Geology*, **106**: 289-296
- Tomkins A.G. 2010. Windows of metamorphic sulfur liberation in the crust: implications for gold deposit genesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **74**: 3246–3259.
- Thompson A.J.B., Hauff P.L., Robitaille A.J. 1999. Alteration mapping in exploration: Application of short-wave infrared (SWIR) spectroscopy. *Society of Economic Geologists Newsletter*, **39**: 16-27.
- USGS. 2016. Landsat - Earth observation satellites. U.S. Geological Survey Fact Sheet 2015–3081, 4 p., <http://dx.doi.org/10.3133/fs20153081>. Disponível em: <<https://pubs.usgs.gov/fs/2015/3081/fs20153081.pdf>>. Acesso em: 8 nov 2016.
- Ustin S.L., Smith M.O., Jacquemond S., Verstraete M., Govaerts Y. 1999. Geobotany: vegetation mapping in earth sciences. In: Rencz A.N. (ed.) *Remote sensing for the earth sciences: Manual of Remote Sensing*. John Wiley and Sons, v. 3, p. 189-148.
- van der Meer F.D, van der Werff H.M.A, van Ruitenbeek F.J.A. 2014. Potential of ESA's Sentinel-2 for geological applications. *Remote Sensing of Environment*, **148**: 124-133.

- van der Meer F.D., van der Werff H.M.A., van Ruitenbeek F.J.A., Hecker C.A., Bakker W.H., Noomen M.F., van der Meijde M., Carranza E.J.M., Smeth J.B.D., Woldai T. 2012. Multi and hyperspectral geologic remote sensing: a review. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, **14**: 112–128.
- van der Werff H.M.A & van der Meer F.D. 2015. Sentinel-2 for Mapping Iron Absorption Feature Parameters. *Remote Sensing*, **7**: 12635-12653.
- Vane G., Green R.O., Chrien T.G., Enmark H.T., Hansen E.G., Porter W.M. 1993. The Airborne Visible Infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS). *Remote Sensing of Environment*, **44**: 127–143.
- Walter L.S., Salisbury J.W. 1989. Spectral characterization of igneous rocks in the 8–12- μm region. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **94**: 9203–9213.
- Weinberg R.F., Hodkiewicz P.F., Groves D.I. 2004. What controls gold distribution in Archean terranes? *Geology*, **32**: 545-548.
- Witt W. K., Drabble M., Bodycoat F. M. 2001. Yilgarn Star gold deposit, Southern Cross greenstone belt, Western Australia: geological setting and characteristics of an amphibolite-facies orogenic gold deposit. *In*: 4th International Archean Symposium, Perth, *Extended Abstracts*.
- Yamaguchi Y., Kahle A.B., Tsu H., Kawakami T., Pniel M. 1998. Overview of advanced spaceborne thermal emission and reflection radiometer (ASTER). *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **36**: 1062-1071.
- Yang K., Whitbourn L., Mason P., Huntington J. 2013. Mapping the chemical composition of nickel laterites with reflectance spectroscopy at Koniambo, New Caledonia. *Economic Geology*, **108**: 1285-1299.