

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Caracterização de gossans, lateritos e rochas metassedimentares
oxidadas da região de Nova Brasilândia D'Oeste (RO) através de
espectroscopia de reflectância e difração de raio-X**

GUILHERME IOLINO TRONCON GUERRA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Dissertação apresentada ao programa de Recursos
Minerais e Hidrogeologia para obtenção de título de
mestre em Ciências

Área de concentração: Recursos Minerais e Meio
Ambiente

Orientador: Prof. Dr. Carlos Henrique Grohmann de
Carvalho

Coorientadora: Dra. Mônica Mazzini Perrotta

SÃO PAULO
2019

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Serviço de Biblioteca e Documentação do IGc/USP

Ficha catalográfica gerada automaticamente com dados fornecidos pelo(a) autor(a)
via programa desenvolvido pela Seção Técnica de Informática do ICMC/USP

Bibliotecários responsáveis pela estrutura de catalogação da publicação:
Sonia Regina Yole Guerra - CRB-8/4208 | Anderson de Santana - CRB-8/6658

Guerra, Guilherme Iolino Troncon
Caracterização de gossans, lateritos e rochas metassedimentares oxidadas da região de Nova Brasilândia D'Oeste (RO) através de espectroscopia de reflectância e difração de raio-X / Guilherme Iolino Troncon Guerra; orientador Carlos Henrique Grohmann; coorientador Mônica Mazzini Perrotta. -- São Paulo, 2019.
77 p.

Dissertação (Mestrado - Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia) -- Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 2019.

1. Espectroscopia de reflectância. 2. Espectroscopia no visível e infravermelho. 3. Gossan. 4. Laterito. 5. Difração de raio-X. I. Grohmann, Carlos Henrique, orient. II. Perrotta, Mônica Mazzini, coorient. III. Título.

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Caracterização de gossans, lateritos e rochas metassedimentares oxidadas da região de Nova Brasilândia D´Oeste (RO) através de espectroscopia de reflectância e difração de raio-X

GUILHERME IOLINO TRONCON GUERRA

Orientador: Prof. Dr. Carlos Henrique Grohmann de Carvalho

Coorientadora: Dr^a. Mônica Mazzini Perrotta

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Nº 834

COMISSÃO JULGADORA

Dr. Carlos Henrique Grohmann de Carvalho

Dr. André Pires Negrão

Dr. Delano Menecucci Ibanez

Dr. Marcondes Lima da Costa

SÃO PAULO

2019

“Noventa por cento do sucesso se baseia simplesmente em insistir.”

Woody Allen

“O começo de todas as ciências é o espanto de as coisas serem o que são.”

Aristóteles

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar agradeço à minha família: a base de todas as coisas. Ter vocês sempre ao meu lado me permitiu alcançar tudo que busquei ao longo da vida.

Agradeço a orientação do Prof. Dr. Carlos Henrique Grohmann de Carvalho (Guano) e da Dra. Mônica Mazzini Perrotta, sem os quais essa dissertação não teria sido possível. Cabe aqui também um agradecimento especial ao geólogo João Naleto da CPRM, que muito contribuiu nesse trabalho.

Os amigos da CPRM-REPO, que me acompanharam em quase todas as etapas desse mestrado (Gustavo Bergami, Guilherme Ferreira Paraca, Wilson Lopes Cavalinho, Elias Prado Miserê, Thyago Ribeiro Flô, Thiago Reis Ray, João Hebert, Nadir Ceolin, Aline Prado).

Aos amigos da CPRM-SUREG-SP, que me ajudaram e acompanharam nas fases finais, e que contribuíram muito pra que o objetivo fosse atingido (Anderson Dourado, Ivan Marques, Cofrinho, Deborah Mendes, Thaís Gasparin, Melado, Jaque, Eduardo Jorge).

À Glau, agradeço pela companhia e aprendizado durante tantos anos, e também pela ajuda em diversas etapas do desenvolvimento desse trabalho.

Ao pessoal do Laboratório de Caracterização Tecnológica (LCT) da POLI-USP – Gaspar e Juliana, que disponibilizaram o espaço, o software e contribuíram na interpretação dos dados de DRX.

Ao pessoal da PANalytical, que possibilitou a realização das análises de DRX, nas dependências da empresa.

À Dani, pela companhia, e principalmente pelos incentivos providenciais nos momentos finais do trabalho.

Por fim e tão importante quanto, deixo meu agradecimento aos amigos do coração: Guigo, Bomba, Duda, Lulu, Dante, Flad, Alargado, Maricon, Raulzito, Laísa, Maneta, Lezado, Fiona. Sem o apoio e incentivo de vocês, essa dissertação não teria sido concluída.

RESUMO

IOLINO, G., 2019. Caracterização de gossans, lateritos e rochas metassedimentares oxidadas da região de Nova Brasilândia D'Oeste (RO) através de espectroscopia de reflectância e difração de raios-X [Dissertação de Mestrado], São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Ocorrências de sulfetos polimetálicos foram descobertas na região centro-sul do estado de Rondônia, associadas a rochas metassedimentares do Grupo Nova Brasilândia (porção sudoeste do Cráton Amazonas). Essas ocorrências se dão geralmente na forma de brechas hidrotermais ou hospedadas em xistos e paragneisses sulfetados da Formação Migrantinópolis. O contexto climático no qual elas se encontram (região amazônica, clima tropical úmido) favorece o desenvolvimento de espessos mantos de intemperismo. Gossans são frutos da ação do intemperismo químico sobre rochas sulfetadas, e são compostos essencialmente por óxidos e hidróxidos de ferro e quartzo, os quais são frequentemente muito finos e malformados, e portanto, de difícil identificação. Em geral, as ocorrências podem apresentar texturas típicas (*boxwork*, iridescência) e proporções relativamente altas para determinados elementos químicos (Zn, Pb, Cu, Ni, As, P, S), porém em alguns casos o metamorfismo ou a contínua atuação do intemperismo obliteram essas características, o que dificulta o reconhecimento da rocha parental. Crostas lateríticas (sem relação com rochas ricas em sulfetos) também são comuns na região de estudo, e podem eventualmente apresentar algumas características semelhantes aos gossans (textura, mineralogia, coloração etc). Técnicas como a espectroscopia de reflectância (ER) e a difração de raios-X (DRX) podem auxiliar no reconhecimento dos minerais que compõe a rocha, permitindo uma classificação litológica precisa. A espectroscopia de reflectância baseia-se no estudo da interação entre a energia eletromagnética, em comprimentos de onda específicos, e a superfície dos materiais analisados. Os comprimentos de onda investigados abrangem as regiões do espectro eletromagnético do visível (V), infravermelho próximo (NIR) e infravermelho de ondas curtas (SWIR) e permitem a identificação de minerais presentes em uma rocha a partir da análise de suas assinaturas espectrais (posição e forma das feições de absorção). Através de análises por ER,

complementadas por análises de difração de raios-X em algumas amostras, foi possível reconhecer a mineralogia específica dos gossans, lateritos, e rochas metassedimentares intemperizadas, e diferenciá-los com maior assertividade, uma vez que apresentam diversas semelhanças texturais e mineralógicas. Os gossans da região estudada são compostos por quartzo + goethita (\pm hematita), os lateritos apresentam quartzo + hematita + goethita + caulinita (\pm halloysita) e as rochas metassedimentares intemperizadas têm quartzo + muscovita + hematita + goethita (\pm montmorilonita). O estudo das assinaturas espectrais se mostrou útil para a identificação de gossans e lateritos, e os resultados alcançados podem auxiliar na prospecção de novas ocorrências de metais-base.

Palavras-chave: **gossan, laterito, espectroscopia de reflectância, difração de raios-X, pesquisa mineral, Nova Brasilândia D'Oeste.**

ABSTRACT

IOLINO, G., 2019. Characterization of gossans, laterites and oxidized metasedimentary rocks from Nova Brasilândia D'Oeste region (Rondônia state) by reflectance spectroscopy and X-ray powder diffraction [Master's Thesis], São Paulo, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Occurrences of polymetallic sulfides were discovered in the center-south region of the state of Rondônia, associated with metasedimentary rocks of Nova Brasilândia Group (southwest portion of Amazonas craton). These occurrences usually are in hydrothermal breccia or schist and paragneiss of the Migrantinópolis Formation. The climatic context in which they occur (Amazon region, humid tropical climate) favors the development of thick weathering covers. Gossans are the result of action of chemical weathering on sulfide-rich rocks, and are essentially composed of quartz and iron oxides and hydroxides, which are usually very fine and malformed, and therefore difficult to identify. Generally they can present typical textures (boxwork texture, iridescent colors) and relatively high proportions for certain chemical elements (Zn, Pb, Cu, Ni, As, P, S), but in some cases the metamorphism or even the continuous action of weathering can mask these characteristics, making it difficult to identify the rock. Lateritic crusts (unrelated to sulphide rich rocks) are also common in the study region, and may eventually exhibit some characteristics similar to gossans (texture, mineralogy, colors etc). Techniques such as reflectance spectroscopy (ER) and X-ray diffraction (XRD) can assist in the recognition of minerals composing the rock, allowing an accurate lithological classification. Reflectance spectroscopy is based on the study of the interaction between the electromagnetic energy, at specific wavelengths, and the surface of the analyzed materials. The investigated wavelengths cover the visible (V), near infrared (NIR) and short wave infrared (SWIR) regions of the spectrum and allow the identification of minerals present in a rock by analyzing its spectral signatures (position and shape of the absorption features). Through ER analysis, complemented by XRD in some samples, it was possible to recognize the specific mineralogy of gossans, laterites, and weathered metasedimentary rocks, and differentiate them with higher assertiveness, once they present many textural and mineralogical similarities. The

gossans from the study area are composed by quartz + goethite (\pm hematite), laterites are composed by quartz + hematite + goethite + kaolinite (\pm halloysite), and weathered metasedimentary rocks are composed by quartz + muscovite + hematite + goethite (\pm montmorillonite). The study of spectral signatures has proved useful for the identification of gossans and laterites, and the results achieved can help in the prospection of new occurrences of base metals.

Keywords: gossan, laterite, reflectance spectroscopy, x-ray diffraction, mineral research, Nova Brasilândia D'Oeste.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	vii
RESUMO.....	ix
ABSTRACT	xi
SUMÁRIO.....	xiii
1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. Apresentação da Questão.....	1
1.2. Objetivos	2
1.3. Localização da Área.....	2
2. Fundamentação teórica	5
2.1. Contexto Geológico Regional.....	5
2.2. Geologia Local	6
2.3. Caracterização de gossans e lateritos	13
2.4. Ocorrências de Pb-Zn na região	16
2.5. Espectroscopia de Reflectância	19
2.6. Difração de Raios-X	26
3. MATERIAIS E MÉTODOS	29
3.1. Conjunto de amostras	29
3.2. Espectroscopia de Reflectância	33
3.3. Difração de Raios-X	34
4. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	37
4.1. Espectroscopia de Reflectância e Difração de Raios-X	37
5. CONCLUSÕES.....	59
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	63
APÊNDICE – Difratoogramas de raio-x.....	69

1. INTRODUÇÃO

1.1. Apresentação da Questão

Na porção sudoeste do cráton Amazonas, mais especificamente na região centro-sul do estado de Rondônia, foram descobertas relevantes ocorrências de sulfetos polimetálicos, (principalmente de chumbo e zinco – maciços ou disseminados). Estas ocorrências são associadas a rochas metassedimentares da Formação Migrantinópolis (Faixa Nova Brasilândia) e geralmente ocorrem na forma de brechas hidrotermais ou hospedadas em xistos e paragnaissees sulfetados (Bergami e Prado, 2019).

As rochas supergênicas residuais relacionadas a essas ocorrências de sulfetos metálicos são classificadas como gossans. Além dos gossans, são muito comuns na região rochas lateríticas e rochas metassedimentares intemperizadas.

Estudos prévios (Raines *et al.*, 1985; Lima, 2003; Percival e Williamson, 2016) concluíram que dados de espectroscopia de reflectância podem mostrar a diferença entre gossans e lateritos, causada pela presença de óxidos e hidróxidos de ferro e argilominerais. Esses minerais geralmente se apresentam na forma de cristais muito finos, malformados e alterados, e, portanto, de difícil identificação macro ou microscópica. Métodos como a espectroscopia de reflectância e a difratometria de raios-X podem ser mais eficientes na identificação destes minerais, permitindo assim uma classificação litológica precisa.

A caracterização mineralógica de crostas ferruginosas constitui uma ferramenta importante para a distinção entre gossans, lateritos e rochas metassedimentares intemperizadas, o que pode ser útil como guia prospectivo na busca por novas ocorrências de sulfeto maciço.

O presente trabalho visa a caracterização das crostas ferruginosas que ocorrem na região de Nova Brasilândia D'Oeste. Para isso foram estudadas amostras de gossans, lateritos e rochas metassedimentares (que hospedam as ocorrências de sulfetos polimetálicos), nas quais foram feitas análises espectrais e por difração de raios-X.

1.2. Objetivos

Este trabalho tem como objetivo caracterizar a mineralogia e distinguir as crostas ferruginosas da região de Nova Brasilândia D'Oeste. Para isso, foram definidas as seguintes etapas de trabalho:

1-) Obtenção das assinaturas espectrais e padrão difratométrico de amostras de referência de gossans, lateritos e metassedimentares intemperizadas da área de estudo;

2-) caracterização da mineralogia dessas amostras, através da comparação das curvas espectrais obtidas com as curvas de referência de minerais conhecidos, fornecidos por bibliotecas espectrais consagradas, como as do USGS e do software TSG;

3-) classificação litológica de outras amostras da região, através da comparação das suas curvas espectrais com as curvas das amostras de referência (etapa 1).

Outro objetivo foi gerar uma biblioteca espectral dos gossans, lateritos e rochas metassedimentares intemperizadas que ocorrem na região de Nova Brasilândia D'Oeste, que será disponibilizada publicamente no site da CPRM (www.cprm.gov.br).

1.3. Localização da Área

A área de estudo localiza-se na região de Nova Brasilândia D'Oeste, centro-sul do estado de Rondônia. Está inserida na área mapeada pelo projeto *Área de Relevante Interesse Mineral - ARIM Nova Brasilândia* da CPRM (Bergami e Prado, 2019). Essa área foi selecionada por apresentar potencial para mineralizações de substâncias metálicas. Abrange os municípios de Nova Brasilândia D'Oeste, Rolim de Moura, Pimenta Bueno, Alta Floresta D'Oeste e São Miguel do Guaporé, dentro dos limites das folhas 1:100.000 SC-20-Z-C-V e SC-20-Z-C-VI.

O acesso à cidade de Nova Brasilândia d'Oeste a partir de Porto Velho pode ser feito através da BR-364, sentido sul, virando à direita (sentido oeste) na RO-479

na altura de Pimenta Bueno, seguindo até Rolim de Moura, onde se tem acesso a RO-481 pela saída oeste que leva à Nova Brasilândia D'Oeste, totalizando 545 km. Esta última rodovia serve como eixo rodoviário para as linhas de colonização não pavimentadas do INCRA, que ocorrem a cada 4 km com sentido norte-sul e que permitem o acesso às demais localidades da região (Figura 1).

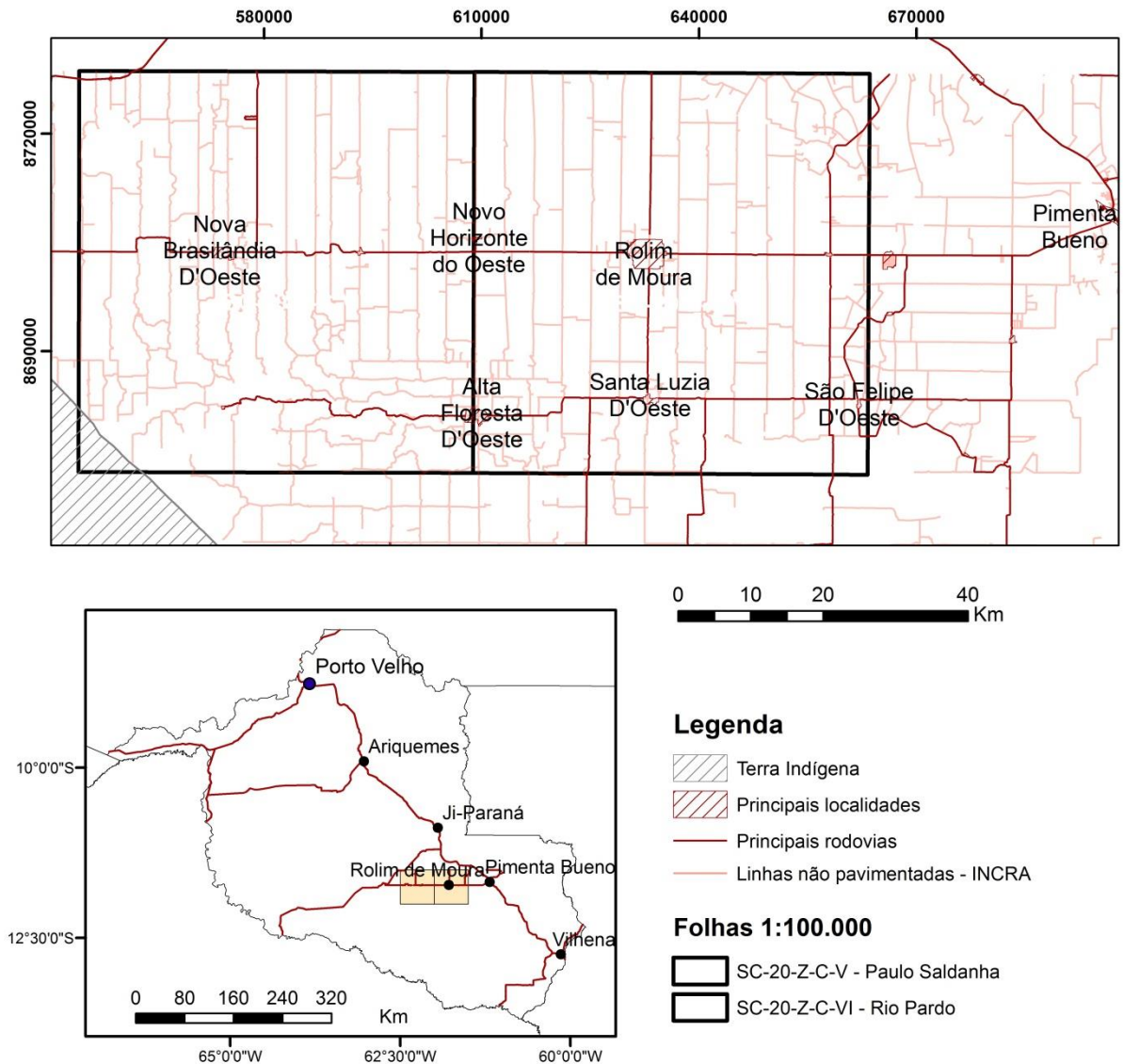


Figura 1: Localização da área de estudo, no centro-sul do estado de Rondônia (folhas SC-20-Z-C-V e SC-20-Z-C-VI).

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1. Contexto Geológico Regional

A área de estudo localiza-se na parte sudoeste do Cráton Amazonas - uma das principais unidades tectônicas da Plataforma Sul-americana. O Cráton Amazonas apresenta evolução geológica complexa, caracterizada por rochas e eventos metamórfico-deformacionais que vão desde o Arqueano até o Neoproterozoico.

A geologia regional e particularmente a estruturação do segmento sudoeste do Cráton Amazonas são ainda pouco conhecidos, devido principalmente à extensa cobertura sedimentar Fanerozoica, à cobertura vegetal densa e ao espesso manto de intemperismo típicos da região amazônica, os quais constituem fatores críticos para o desenvolvimento de estudos geológicos na região. Os trabalhos desenvolvidos neste segmento se restringem a mapeamentos geológicos regionais (Pinto Filho *et al.*, 1977; Litherland *et al.*, 1986; Scandolara e Rizzotto, 1998; Rizzotto, 1999; Boger *et al.*, 2005; Ruiz, 2005; Scandolara, 2006).

A região de estudo está inserida nas Províncias Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga), Rondoniana-San Ignacio (1,55-1,3 Ga) e Sunsás (1,3-1,0 Ga), de acordo com a proposta de compartimentação do Cráton Amazonas a partir de dados geocronológicos, sugerida por Tassinari & Macambira (1999, 2004). Além do embasamento ígneo/metamórfico Paleo-Mesoproterozoico, também ocorrem na área rochas da Bacia do Palmeiral (Neoproterozoico) e da Bacia dos Parecis, além de sedimentos Cenozoicos da Bacia do Guaporé.

O objeto de estudo dessa dissertação são as rochas residuais possivelmente relacionadas às mineralizações de Pb-Zn, que pertencem a unidades litoestratigráficas da Província Sunsás, e as crostas lateríticas genéricas (sem relação com as mineralizações de metais-base).

A Província Sunsás representa a entidade geocronológica mais jovem do Cráton Amazonas, na qual os eventos tectônicos e magmáticos ocorreram principalmente no intervalo de tempo entre 1,25 e 1,0 Ga (Tassinari e Macambira, 2004). A Província Geocronológica Sunsás pode ser subdividida em três domínios geológicos: Cinturão Móvel Sunsás, na Bolívia (Litherland e Bloomfield, 1981);

Cinturão de Cavalgamento Aguapeí (Saes e Fragoso Cesar, 1994); e Faixa Nova Brasilândia (Rizzoto, 1999) no Brasil. Na Faixa Nova Brasilândia se encontram as ocorrências de rochas sulfetadas mineralizadas em Pb-Zn e as crostas ferruginosas relacionadas - alvo do presente estudo.

2.1.1. Faixa Nova Brasilândia

A Faixa Nova Brasilândia é composta pelo Grupo Nova Brasilândia, que se subdivide nas formações Rio Branco e Migrantinópolis. A Formação Migrantinópolis compreende rochas supracrustais psamo-pelíticas com intercalações de metagabros/anfibolitos e rochas calciossilicáticas (Rizzotto, 1999; Bergami e Prado, 2019). A Formação Rio Branco compreende rochas metabásicas representadas por *sills* e *stocks* de metagabro, metadiabásio e anfibolitos intercalados com lentes de rochas calciossilicáticas (Rizzotto, 1999). Anomalias magnéticas indicam que esta faixa de dobramentos é contínua e possui, aproximadamente, 1000 km na direção E-W, com outros dados geológicos sugerindo que este cinturão se estende ao longo de 2000 km no mesmo *trend* magnético (Tohver *et al.*, 2006).

2.2. Geologia Local

Trabalhos de mapeamento executados pela CPRM – folhas 1:100.000 Rio Pardo (SC-20-Z-C-VI; Bahia, 1998) e Paulo Saldanha (SC-20-Z-C-V; Scandolara e Rizzotto, 1998), e Projeto ARIM Nova Brasilândia (Bergami e Prado, 2019) concluíram que as mineralizações de Pb-Zn ocorrem associadas às rochas metassedimentares da Formação Migrantinópolis, pertencente ao Grupo Nova Brasilândia. A Figura 2 apresenta o mapa geológico das duas folhas 1:100.000 de Bergami e Prado (2019).

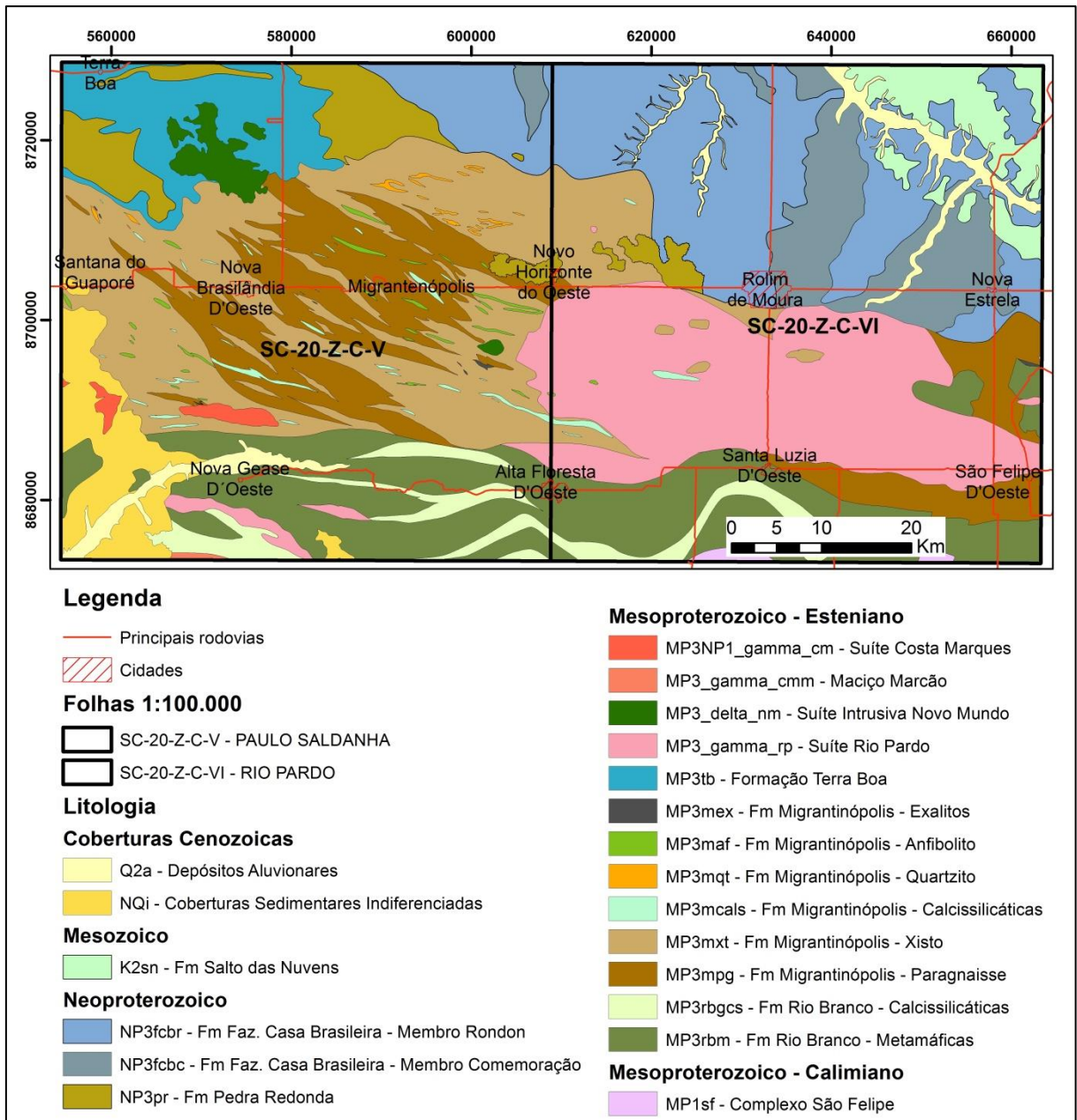


Figura 2: Mapa geológico da área de estudo. Fonte: Bergami e Prado (2019).

2.2.1. Grupo Nova Brasilândia

Denominado originalmente por Silva *et al.* (1992) como “Complexo Granulítico Santa Luzia” e posteriormente “Sequência metavulcanossedimentar Nova Brasilândia” (Scandolaro e Rizzotto, 1998), o Grupo Nova Brasilândia foi estudado e definido por Rizzotto (1999). Sua litoestratigrafia contempla a Formação Rio Branco, composta por rochas metabásicas anfibolíticas e calciossilicáticas, e a Formação Migrantinópolis, composta por rochas metassedimentares psamo-pelíticas.

De posse de dados de campo e análises geoquímicas das rochas metabásicas, Rizzotto (1999) concluiu que estas formações se originaram num contexto de ambiente tectônico extensional do tipo rifte intracontinental que evoluiu para margem passiva e posteriormente sofreu inversão durante o período Esteniano.

2.2.1.1. *Formação Migrantinópolis*

Interpretada como uma unidade metaturbidítica terrígeno-carbonática por Rizzotto (1999), a Formação Migrantinópolis representa uma sucessão de camadas métricas ou centimétricas de arenitos arcoseanos, pelitos e calcário impuro (margas). Essas rochas foram metamorfasadas em fácies anfíbolito a granulito e transformadas, respectivamente, em paragneisses, xistos e rochas calciossilicáticas, além de exalitos, quartzitos e metabásicas subordinadas. De acordo com Rizzotto *et al.* (2014), os sedimentos que deram origem a essas rochas foram depositados em um rifte intracontinental que se abriu em cerca de 1150 Ma e fechou em torno de 1110 Ma. Datações U-Pb em zircão, realizadas pela CPRM (Bergami e Prado, 2019), indicaram idades de proveniência de 1579 ± 42 Ma e 1244 ± 35 Ma.

Os xistos da Formação Migrantinópolis geralmente têm coloração cinza-claro, granulação média a grossa, não apresentam magnetismo, por vezes migmatizados, com textura lepidoblástica predominante. São formados essencialmente por biotita e muscovita, com quartzo, plagioclásio, granada, sillimanita e cianita como minerais varietais, epidoto, clorita, sericita e argilominerais como minerais secundários (Bergami e Prado, 2019).

Os paragneisses têm coloração cinza-claro, granulação média a grossa, sem magnetismo, com estrutura bandada e dobrada, compostos essencialmente por quartzo, feldspato, mica, óxidos de ferro e argilominerais (Figura 3). Por vezes milonitizados e parcialmente migmatizados, apresentam textura granolepidoblástica dominante, e eventualmente ocorrem associados com bandas de gnaiss quartzo-feldspático fino. Além da mineralogia essencial, podem apresentar biotita, granada e sillimanita como minerais varietais, epidoto, clorita, sericita e argilominerais como minerais secundários (Bergami e Prado, 2019).

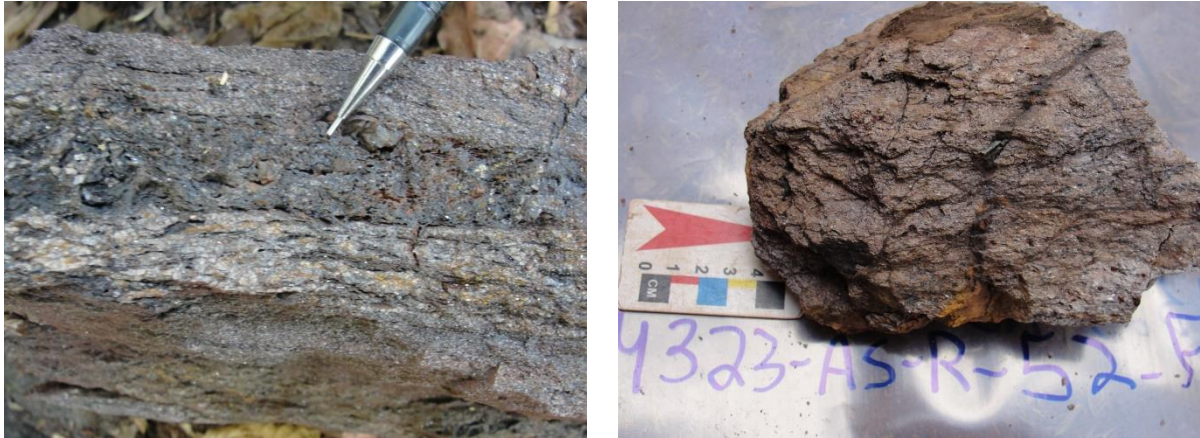


Figura 3: Fotos de duas amostras de paragneisse da Formação Migrantinópolis, com estrutura foliada e mineralogia essencial com posta por quartzo, feldspato, óxidos de ferro e argilominerais. Fonte: Bergami e Prado (2019)

A Figura 4 apresenta uma seção delgada de uma amostra de paragneisse dessa unidade, com quartzo, muscovita, minerais opacos e argilominerais (Bergami e Prado, 2019).

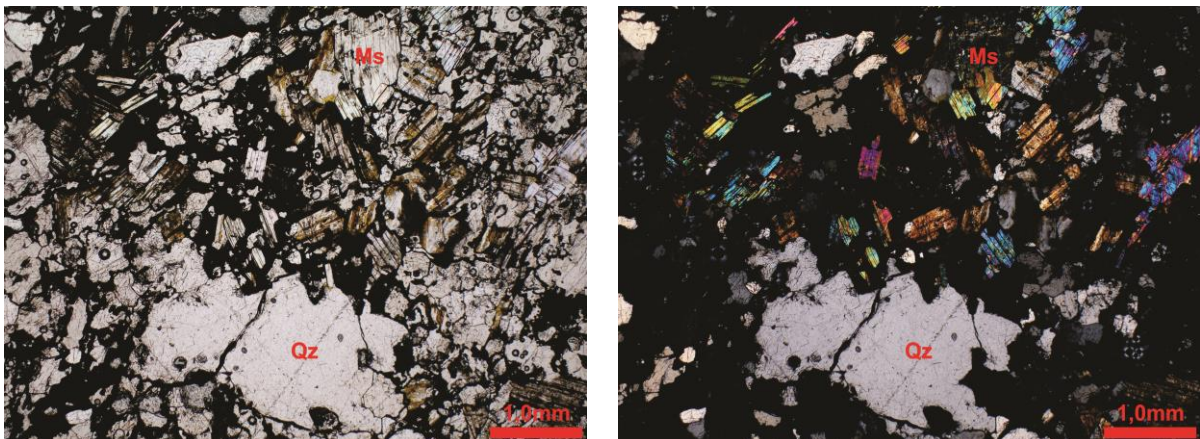


Figura 4: Seção delgada da amostra de muscovita paragneisse (GG-54), mostrando a presença de quartzo, muscovita, minerais opacos e argilominerais. Esquerda: nicois paralelos. Direita: nicois cruzados. Fonte: Bergami e Prado, 2019.

É possível identificar relações de estruturas primárias em alguns afloramentos, como intercalações rítmicas entre metapelitos e metapsamitos, porém as feições pós-deposicionais e a descontinuidade das estruturas, mesmo nos melhores afloramentos, dificultam a interpretação do ambiente de sedimentação (Bergami e Prado, 2019).

Há ainda diques e *sills* máficos intrusivos nas rochas metassedimentares da Formação Migrantinópolis, mas são relativamente escassos e ocorrem predominantemente na porção central da Formação. São anfibolitos e metagabros, cinza escuro, de granulação média a fina, levemente magnéticos, fortemente

foliados nos primeiros e discretamente nos últimos. Estas intrusões ocorrem geralmente de forma descontínua e são em geral concordantes à foliação dos metassedimentos. São formados essencialmente por plagioclásio, hornblenda e eventualmente contém relictos de clinopiroxênio e ortopiroxênio. Ocorre ainda titanita, epidoto, ilmenita, pirrotita e calcopirita como minerais acessórios (Bergami e Prado, 2019).

Na porção sul da Formação Migrantinópolis ocorrem Rochas calciossilicáticas, como lentes e camadas intercaladas com os xistos, paragnaisse e quartzitos. São rochas maciças ou bandadas, não magnéticas, com textura granoblástica e granoporfioblástica nas primeiras e granonematoblástica nas últimas. Apresentam cor verde claro a escuro, granulação fina a grossa, e podem ocorrer milonitizados. A mineralogia essencial é composta por plagioclásio, hornblenda, tremolita, quartzo e clinopiroxênio, além de clinozoisita, titanita, flogopita, zircão, microclina e pirrotita como minerais acessórios. A paragênese anortita-hornblenda foi identificada nestas rochas calciossilicáticas e indica condições de fácies anfibolito, sendo correlacionável com a zona da estauroлита-cianita em metapelitos (Yardley, 2004).

As rochas sulfetadas (sulfetos maciços, xistos, paragnaisse quartzosos e brechas tectônicas cimentadas por sulfetos e veios sulfetados) constituem o litotipo denominado exalitos (figura 5). Ocorrem na forma de lentes centimétricas a métricas em meio aos metassedimentos, concordantes e discordantes com as camadas siliciclásticas, apresentando extensões que variam de dezenas a centenas de metros (Bergami e Prado, 2019).



Figura 5: Fotos de amostras de gossans da região de Nova Brasilândia D'Oeste, com coloração iridescente e textura boxwork. Fonte: Bergami e Prado (2019).

A mineralogia essencial é composta por pirita, pirrotita, esfalerita, galena e calcopirita, geralmente substituídos por óxido/hidróxido de ferro em superfície. Ocorrem superficialmente como gossans. A Figura 6 mostra uma seção delgada de uma amostra de gossan da região, onde se observa a presença de quartzo, óxidos de ferro e cavidades (possíveis sulfetos pretéritos) (Bergami e Prado, 2019).

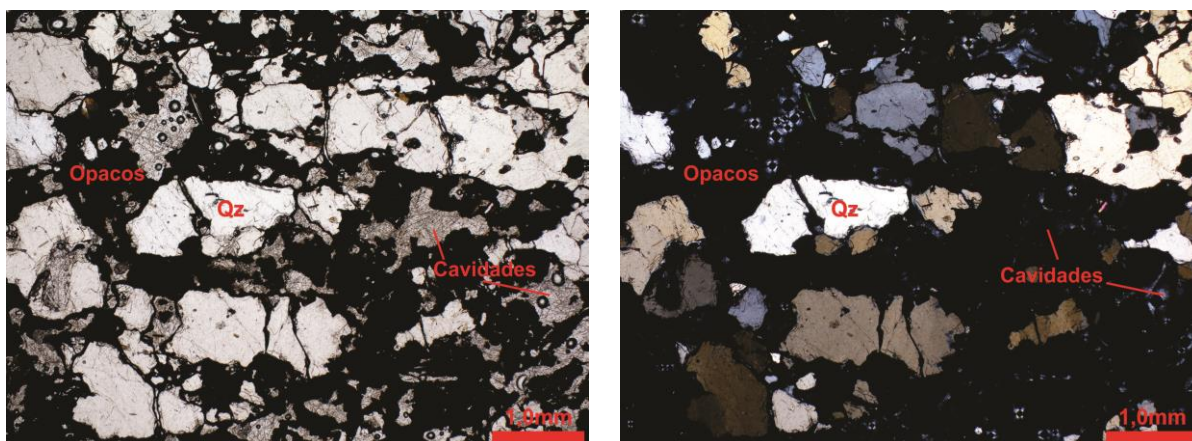


Figura 6: Seção delgada de amostra de gossan de Nova Brasilândia D'Oeste em nicóis paralelos (esquerda) e cruzados (direita), mostrando a presença de quartzo e óxidos de ferro e cavidades. Extraído de Bergami e Prado (2019).

A formação Migrantinópolis apresenta ainda afloramentos de quartzitos, de cor creme, não magnéticos, isotrópicos a foliados, com textura predominantemente granoblástica tendo biotita, muscovita, granada, epidoto, silimanita e actinolita como minerais acessórios. Estão comumente localizados em grandes estruturas dobradas, bem marcadas através da orientação de cristas em relevo positivo na porção norte da Formação Migrantinópolis.

Nos quartzitos ocorrem microtexturas de recristalização dinâmica de alta temperatura, que posteriormente são afetadas por bandas de cisalhamento tardias de baixa temperatura, gerando zonas de cominuição e recristalização por *bulging*.

2.2.1.2. Formação Rio Branco

A Formação Rio Branco foi definida por Rizzotto (1999) como sendo constituída por rochas metabásicas (*sills* e *stocks* de metagabros, metagabro-noritos e metadiabásios anfibolitizados) com intercalações de gnaisses calcissilicáticos (metaturbiditos margosos) com idades U-Pb SHRIMP de 1110 ± 10 Ma e assinatura geoquímica compatível com os basaltos enriquecidos (P-MORB). As rochas desta

unidade afloram na forma de blocos *in situ* em encostas de morro ou em cortes de estrada, com foliação de alto ângulo mergulhando geralmente para norte.

Rochas ígneas máficas representam os principais litotipos dessa unidade. São metagabros, metadiabásio, anfibolitos e um pequeno corpo trondhjemítico. Os metagabros são cinza escuro a preto, equigranulares médio a grossos, magnéticos, isotrópicos a levemente foliados, com textura sub-ofítica. São formados essencialmente por plagioclásio e clinopiroxênio, com ortopiroxênio como mineral varietal, minerais opacos, titanita e apatita como acessórios, sericita, argilominerais, clorita, biotita e quartzo como minerais secundários. Apresentam hornblenda e/ou epidoto como minerais metamórficos.

Os metadiabásios apresentam coloração cinza escuro, com textura fanerítica de granulação média a fina, além de alguns litotipos porfiríticos, magnéticos, isotrópicos a moderadamente foliados, com textura sub-ofítica. São formados essencialmente por plagioclásio e clinopiroxênio, tendo minerais opacos e titanita como acessórios, sericita, argilominerais e clorita, como minerais secundários. Apresentam hornblenda e/ou epidoto como minerais metamórficos.

Os anfibolitos têm coloração cinza escuro, textura fanerítica de granulação média a grossa, magnetismo moderado a forte, fortemente foliados, com textura nematoblástica dominante, por vezes milonitizados. A mineralogia essencial constitui-se de hornblenda e plagioclásio, além de diopsídio, ortopiroxênio e actinolita como minerais varietais, minerais opacos e titanita como acessórios, argilominerais, clorita, quartzo e biotita como minerais secundários.

Além das rochas ígneas máficas, ocorrem lentes de rochas calciossilicáticas de cor verde acinzentado claro, de granulação média a grossa, não magnéticos, maciços ou bandados, com textura granoblástica poligonal ou granonematoblástica. Ocorrem bandas félsicas formadas por plagioclásio com pequena quantidade de quartzo e bandas máficas formadas por hornblenda, diopsídio, granada e titanita. As rochas calciossilicáticas maciças têm coloração verde clara a branca (varia de acordo com a concentração de plagioclásio), textura fanerítica de granulação média, e mineralogia composta essencialmente por plagioclásio, além de epidoto e anfibólio como minerais varietais e granada como mineral acessório. Ocorrem

frequentemente sulfetos finos (pirrotita, pirita, calcopirita e bornita), disseminados ou maciços, preenchendo fraturas (Bergami e Prado, 2019).

2.3. Caracterização de gossans e lateritos

O termo gossan, ou chapéu de ferro, refere-se às porções rasas de um depósito mineral que contém sulfetos, principalmente aqueles portadores de ferro. A palavra gossan (que significa sangue em um dialeto celta) faz referência à cor da ferrugem, resultado da oxidação dos sulfetos contendo ferro. Consiste basicamente de óxidos de ferro hidratados dos quais o enxofre e outros elementos foram lixiviados por águas percolantes (Lapidus, 1987).

De acordo com Robb (2005), a cobertura superior rica em óxidos e hidróxidos de ferro e argila, que mantém os contornos dos sulfetos primários presentes é denominada de gossan, os quais são bons indicadores da existência prévia de minérios sulfetados, em vários tipos de mineralizações. O mesmo autor aponta que em zonas de intemperismo em depósitos do tipo cobre-pórfiro, a assembleia mineral da região lixiviada – onde ocorrem os gossans – é composta por hematita/goethita, alunita, Ca-nontronita, gibbsita, caulinita, muscovita e quartzo.

Lateritos são descritos como solos ou rochas residuais compostos por minerais secundários, como óxidos de ferro e/ou alumínio (Lapidus, 1987). São formados através da lixiviação dos diversos elementos constituintes das rochas primárias, deixando apenas íons insolúveis, principalmente ferro e alumínio. As composições química e mineralógica dos lateritos dependem das características da rocha primária, porém os minerais mais frequentemente encontrados são quartzo, zircão e óxidos de titânio, ferro, estanho, alumínio e manganês (Tardy, 1997).

Iza (2017) estudou lateritos das regiões norte e sul do estado de Rondônia, e mostrou que apresentam mineralogia composta essencialmente por goethita, hematita, caulinita, gibbsita e quartzo.

Raines *et al.* (1985) descrevem comportamentos espectroscópicos distintos, no intervalo de comprimentos de onda entre 800 e 2500 nm, para gossans e lateritos de regiões tropicais úmidas da Austrália (região de Mt. Isa). Segundo estes autores, minerais do grupo da caulinita se formam tanto em gossans quanto em lateritos; nos

lateritos a caulinita é de alto ordenamento, enquanto que nos gossans a caulinita é de baixo ordenamento com alto teor de ferro (possivelmente Fe-halloysita).

Estes autores demonstraram que os espectros dos lateritos são caracterizados pela feição dupla da caulinita em torno de 2200nm, feições largas e profundas entre 850 e 950 nm, feição dupla profunda em cerca de 1400 nm e uma feição larga e profunda por volta de 1900 nm, sugestiva de inclusões fluidas ou água molecular adsorvida. Já os espectros dos gossans da região de Mt. Isa são caracterizados pela ausência das fortes feições de caulinita observadas nos lateritos. Em geral, apresentam uma feição de absorção fraca e ampla em torno de 1400 nm, uma feição moderada a forte e larga em torno de 1900 nm, uma feição fraca em torno de 2200nm e uma feição em torno de 2290 nm fraca (às vezes só como uma inflexão/ombro) (Raines *et al*, 1985). As amostras de gossan de Mt Isa podem ser subdivididas em dois grupos – um com feições indicativas da presença de goethita, outro com feições da presença de hematita (Raines *et al*, 1985).

Lima (2003) fez a caracterização de gossans associados à mineralizações de Pb-Zn na Bacia de Irecê (BA) e observou que eles são compostos predominantemente por goethita e limonita, e mais restritamente por hematita.

Oliveira *et al.* (1998) caracterizaram as associações mineralógicas nos diferentes níveis do perfil de alteração das rochas portadoras de minério sulfetado no depósito de O'Toole - MG, e observaram que a zona oxidada (composta por gossans) apresenta predominância de goethita e quartzo (apenas uma das oito amostras analisadas por difração de Raios-X mostrou presença de hematita, pouco abundante).

Oliveira & Oliveira (1998) caracterizaram a mineralogia de 21 amostras de gossans da região de São Bartolomeu (GO) e observaram a predominância de goethita, quartzo e ilita, além de hematita e compostos amorfos de ferro como acessórios.

Os gossans de Irecê-Lapão (BA) foram caracterizados por difração de Raios-X por Oliveira *et al.* (1993). As 18 amostras analisadas apresentaram goethita e quartzo como minerais principais –10 apresentaram minerais da família da alunita-jarosita e apenas uma apresentou hematita.

Angélica (1996) estudou os gossans e lateritos de Carajás (alvos Igarapé-Bahia e Águas-Claros), e observou que a maioria das amostras de gossans é composta predominantemente por hematita, com goethita e quartzo em menores proporções. Além desses minerais, verificou também a presença de maghemita, caulinita e gibbsita em algumas amostras.

O trabalho de Crósta (1990) apresenta a caracterização de gossans de alguns alvos com mineralização conhecida, no sudeste de MG. As técnicas utilizadas foram a espectroscopia de reflectância e DRX. Gossans do depósito de O'Toole apresentaram predominância de goethita em relação a hematita.

Velasco *et al.* (2013) estudaram gossans na Espanha e identificaram que afloramentos dessas coberturas ferruginosas na região apresentam um zoneamento vertical formado por três zonas com contato gradual. Zona basal mais profunda (GI - gossan inferior) constitui-se de rocha com coloração vermelho escuro a marrom, composta por goethita e quartzo, com jarosita em áreas isoladas ou preenchendo veios tardios, e podem ser encontradas estrutura *boxwork* e brechas. A Zona Intermediária (GP – gossan principal) apresenta cor marrom a vermelho escuro, composta essencialmente por goethita, quartzo e hematita, e estruturas *boxwork* e brechadas predominam neste horizonte. No topo do perfil ocorre a Zona Superior (GS), onde a rocha apresenta coloração cinza-amarronzada a avermelhada e é rica em hematita e quartzo.

Blot (2004) estudou crostas ferruginosas de Tongo, África, e estabeleceu critérios de reconhecimento e identificação de gossans e lateritos, com base em mapeamento geológico e dados de geoquímica. Em campo, diferencia-se lateritos que ocorrem na forma de grandes platôs e dimensões mapeáveis em escala regional, e gossans que ocorrem na forma de pequenos corpos lenticulares, mais ou menos bem delimitados e com orientação preferencial, com dimensões mapeáveis em escalas de detalhe. O autor mostrou que dados de geoquímica diferenciam gossans – com valores anômalos em Zn, Cu, Pb, As, P, S, Ba e Ni, com a goethita como mineral mais abundante – de lateritos, que têm predomínio de hematita sobre goethita e valores relativamente altos de Ti, Zr e Cr.

Percival e Williamson (2016) estudaram a mineralogia através da espectroscopia de reflectância e DRX em duas ocorrências conhecidas de gossan

no noroeste do Canadá. A análise espectral das amostras mais intemperizadas de um dos gossans mostrou que são constituídas principalmente por goethita e jarosita. As amostras mais intemperizadas do outro gossan mostraram feições espectrais bem desenvolvidas da goethita e gipsita. A análise por DRX confirmou a presença desses minerais – a maioria das amostras intemperizadas é composta essencialmente por quartzo, gipsita, goethita e jarosita.

2.4. Ocorrências de Pb-Zn na região

A região de Nova Brasilândia D'Oeste apresenta uma diversidade de litotipos e ambientes geológicos que hospedam uma grande variedade de recursos minerais (Bergami e Prado, 2019). O foco deste estudo são os gossans (associados à mineralizações de Pb-Zn encaixadas nas rochas metassedimentares da Formação Migrantinópolis), as rochas metassedimentares intemperizadas e os lateritos que ocorrem na região.

Trabalhos de mapeamento executados pela CPRM na década de 1990 - folha Rio Pardo SC-20-Z-C-VI (Bahia, 1998) e folha Paulo Saldanha SC-20-Z-C-V (Scandolaro & Rizzotto, 1998) na escala 1:100.000, mostraram a existência de diversas anomalias dos elementos Pb-Zn nas rochas da Formação Migrantinópolis, detectadas por prospecção geoquímica (sedimento de corrente, concentrado de bateia e malhas de solo).

Na pesquisa mais recente da CPRM na região (Bergami e Prado, 2019), algumas ocorrências de Pb-Zn foram estudadas com detalhe. Foram identificados cinco alvos com potencial para mineralizações desses metais, a saber: **Pedra Queimada**, **Migrante-DM**, **P-16**, **Beijo** e **Finados** (Figura 7). A principal característica em comum entre esses alvos é a presença de **gossans** (Figura 8 e Figura 9).

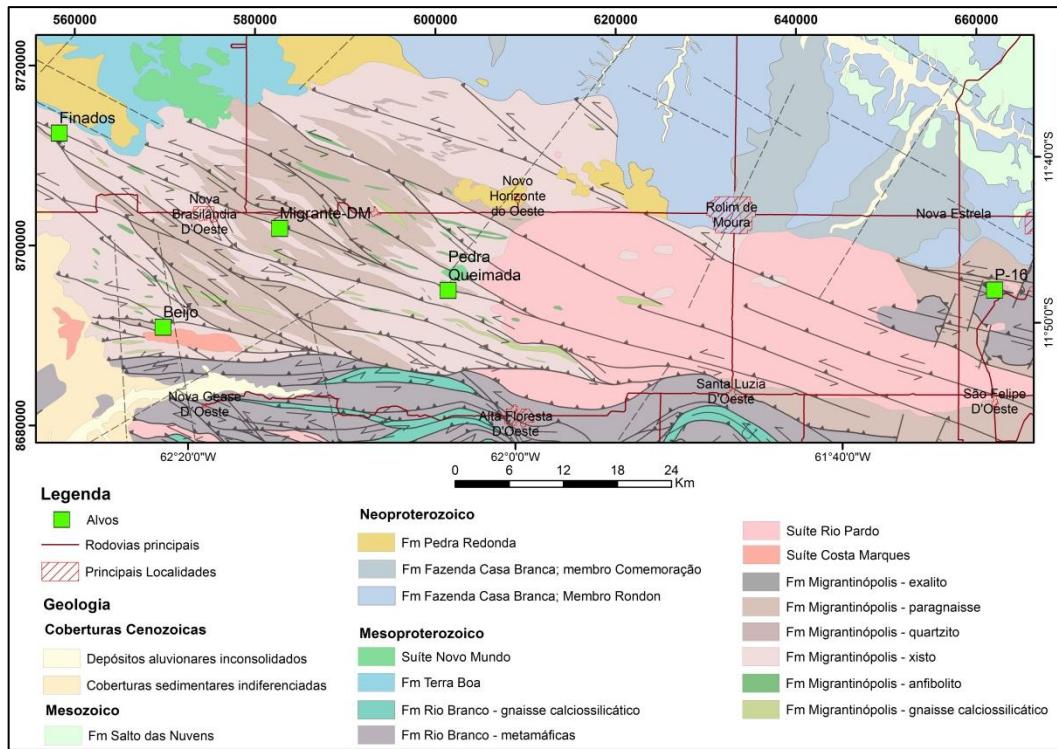


Figura 7: Mapa geológico da área de estudo com a localização dos cinco alvos com potencialidade econômica para mineralizações de Zn-Pb-Cu±Au. Adaptado de Bergami e Prado (2019).

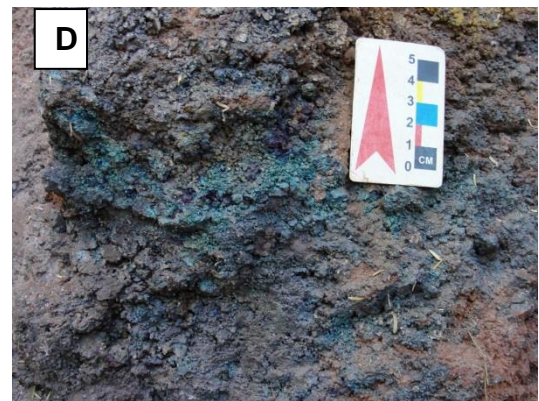




Figura 8: Aspecto dos gossans da região: (A) matacão no alvo DM; (B) corte de estrada no alvo Pedra Queimada; (C) (D) Atuação do intemperismo nas brechas sulfetadas, desenvolvendo cores chamativas e forte iridescência; (E) *boxwork* de sulfetos. Fonte: Bergami e Prado, 2019.

Desses cinco alvos, três deles foram sondados por uma empresa particular de pesquisa mineral, a qual constatou (e comunicou informalmente aos geólogos do projeto ARIM Nova Brasilândia) a presença de camadas mineralizadas compostas por sulfeto maciço (esfalerita-galena-pirita-pirrotita-calcopirita) e quartzo (\pm calcita) logo abaixo desses gossans. Esses alvos são o Pedra Queimada, Migrante-DM e Beijo. Nos alvos P-16 e Finados não há registro de sondagens executadas, portanto não há prova direta da existência da mineralização, apenas a ocorrência de crostas ferruginosas, com texturas e estruturas semelhantes às encontradas nos alvos constatados.

Esses gossans foram descritos como crostas ferruginosas residuais, constituídas essencialmente por (óxi-)hidróxidos de ferro (70-85% de Fe_2O_3 – análise química de rocha total por FRX) e quartzo, com concentrações anômalas de Zn (5,8%), Pb (7711 ppm) e Cu (2355 ppm) (Bergami e Prado, 2019). Geralmente apresentam coloração iridescente, em tons de roxo, azul, verde e vermelho. Apesar de não ser possível observar sulfetos preservados (devido à alteração intempérica), textura tipo *boxwork* sugere abundância de sulfetos na rocha parental. Em algumas amostras a textura dos minerais de substituição evidencia a presença pretérita de esfalerita e galena, como mostrado na Figura 9.

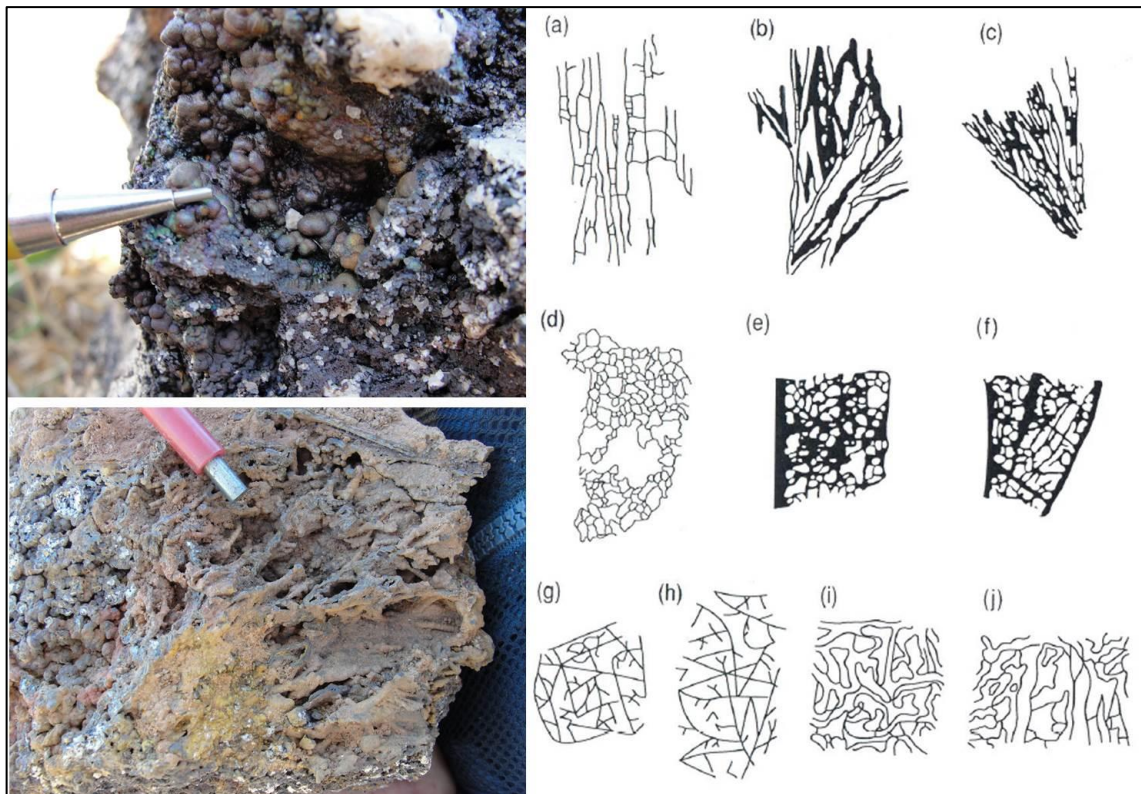


Figura 9: Textura tipo *boxwork* encontradas nos gossans: o esquema à direita relaciona a estrutura residual com o sulfeto primário pré-existente – (a-c) galena; (d-e) esfalerita; (f) calcopirita; (g-h) bornita; (i-j) tetraedrita. Retirado de Moon *et al.* (2006). As fotos apresentam semelhança com os exemplos da galena (b, c) e esfalerita (d, e). Fonte: Bergami e Prado, 2019.

Nesse cenário, métodos como a petrografia e a análise química de rocha total não são capazes de fornecer informações precisas sobre a mineralogia dessas rochas. Por isso, a utilização de técnicas como a espectroscopia de reflectância e a difração de raios-X pode ser útil, no sentido de identificar com maior precisão as fases minerais presentes em cada rocha.

2.5. Espectroscopia de Reflectância

De acordo com Clark (1999) a espectroscopia é o estudo da energia eletromagnética em função do comprimento de onda que foi emitido, refletido ou espalhado a partir de um sólido, líquido ou gás. Quando um feixe de fótons passa de um meio para outro com diferente índice de refração, alguns fótons são refletidos, outros são refratados para dentro do meio, e outra parte é absorvida pelos átomos ou moléculas constituintes.

A reflexão é o fenômeno da mudança de direção de propagação da onda/energia, seja ela mecânica ou eletromagnética, e consiste no retorno do feixe incidente para o meio de onde veio, após contato com alguma superfície refletora. O

ângulo que o raio incidente faz com a normal é sempre igual ao ângulo do raio refletido com a normal.

A espectroscopia de reflectância (ER) resume-se ao estudo da energia eletromagnética refletida por algum material em função do seu comprimento de onda. É amplamente usada para gerar informações sobre a estrutura química e atômica de vários componentes orgânicos e inorgânicos (Ramakrishnan *et al.*, 2013), e dentre as diversas aplicações está a exploração mineral. A análise qualitativa através da ER, principalmente na região do espectro do visível ao infravermelho de ondas curtas, se tornou uma ferramenta valiosa que pode auxiliar na determinação de minerais de minério ou minerais de alteração associados - seja em campo ou em produtos de sensoriamento remoto (aviões, satélites).

Outros métodos podem ser utilizados para fazer a análise mineralógica, como a identificação visual (com lupa ou microscópio), ou a difração de Raios-X (DRX). Entretanto a identificação visual apresenta limitações para minerais muito finos, e a DRX consome um tempo maior na preparação e leitura das amostras, em geral é uma técnica destrutiva e os equipamentos são caros, pesados e nada portáteis. Já a espectroscopia de reflectância (ER) possibilita a identificação mineralógica em tempo real e sem necessidade de preparação de amostra (pode ser feita *in situ* no afloramento, ou em laboratório com iluminação controlada).

Diferentes materiais absorvem e refletem diferentes comprimentos de ondas eletromagnéticas que neles incidem, e a análise dessas interações pode indicar a composição do material. Padrões de absorção diagnósticos são observados em diversos minerais. Esses padrões são a posição (comprimento de onda), profundidade (intensidade da absorção) e largura, e são controlados pela composição química e estrutura atômica do material investigado (Van der Meer & De Jong, 2006). O conjunto de feições que caracteriza cada material distinto é chamado de assinatura espectral.

A espectroscopia de reflectância na região do espectro eletromagnético do visível (V), infravermelho próximo (NIR) e infravermelho de ondas curtas (SWIR) é uma técnica útil para identificação mineralógica, pois muitos minerais apresentam feições de absorção da energia eletromagnética em comprimentos de onda específicos nessa região do espectro.

2.5.1. Caracterização mineralógica na região do SWIR

Quando uma amostra é iluminada por um feixe de energia eletromagnética, certos comprimentos de onda são absorvidos pelos minerais presentes na amostra, como resultado de **vibrações moleculares** (Pontual *et al.*, 2008), gerando feições de absorção. Essas vibrações ocorrem devido a flexões e alongamentos das ligações moleculares.

Na região do infravermelho de ondas curtas (*Shortwave InfraRed*, SWIR - 1300 a 2500 nm) as ligações moleculares que causam as feições de absorção são as da hidroxila, água, carbonatos e amônia, e entre Al-OH, Mg-OH e Fe-OH. Essas moléculas são componentes importantes em minerais como filossilicatos (argilominerais, grupo da serpentina, clorita, etc.), silicatos hidroxilados (como o epidoto e anfibólio), sulfatos (alunita, jarosita e gipsita), carbonatos e minerais com amônia (Pontual *et al.*, 2008).

A maioria das feições de absorção que são usadas para distinguir silicatos na região do SWIR devem-se à transições vibracionais associadas à hidroxila e água, produzindo feições próximas a 1400 nm (OH e H₂O) e 1900 nm (H₂O). Outras feições de absorção diagnósticas importantes ocorrem relacionadas à flexão e alongamento de ligações entre AlOH (2160-2228 nm), FeOH (2230-2295 nm) e MgOH (2300-2370 nm). Carbonatos possuem feição de absorção diagnóstica entre 2300-2370 nm (Pontual *et al.*, 2008).

Além disso, a análise espectral na região do SWIR pode fornecer informações sobre o grau de cristalinidade de alguns minerais. Argilominerais como muscovita, caulinita e illita apresentam variações na cristalinidade que podem ser detectadas espectralmente, fornecendo informações sobre as condições de formação daquele mineral. Essas variações geralmente se expressam como mudanças na forma das feições de absorção – em geral as feições são mais estreitas (agudas) quanto maior for a cristalinidade (Pontual *et al.*, 2008).

Variações composicionais dentro de grupos minerais também podem ser detectadas pela análise espectral na região do SWIR, através de pequenas mudanças na posição da feição de absorção, mas com a assinatura espectral sendo

mantida. Minerais como clorita e mica branca geralmente apresentam essas variações (Pontual *et al.*, 2008).

2.5.2. Caracterização mineralógica na região do VNIR

A região do espectro eletromagnético visível e infravermelho próximo (VNIR) – mais precisamente a faixa de comprimento de onda de 300 a 1300 nm – também apresenta feições diagnósticas de alguns minerais. Essas feições são associadas com transições eletrônicas nos íons de Fe (tanto Fe^{2+} quanto Fe^{3+}). De forma geral, a maioria dos minerais contendo ferro apresenta feições nessa região do espectro, e os que são mais facilmente identificados são: (hidróx-)óxidos de ferro (goethita e hematita), silicatos hidroxilados com ferro (clorita, biotita e epidoto), sulfatos, carbonatos com ferro, piroxênios e olivinas (Pontual *et al.*, 2008).

Minerais com ferro férrico são importantes para análises por sensoriamento remoto, pois apesar de geralmente serem constituintes menores, sua ocorrência é certa em praticamente todos os solos e regolitos. Ainda, esses minerais dominam o espectro de reflectância (na região do VNIR) de rochas, solos e regolitos nos quais ocorrem, uma vez que absorvem fortemente a radiação da região do azul e verde, mas não do vermelho. Esse comportamento faz com que os minerais tenham cor intensa, e até pequenas quantidades afetam o espectro de uma mistura com outros minerais (Townsend, 1987).

A análise das curvas espectrais de rochas e minerais na região do VNIR permite a discriminação entre óxidos de ferro, uma vez que cada um deles apresenta assinaturas espectrais distintas (Hunt & Ashley, 1979). A hematita tem uma feição de absorção do Fe^{3+} diagnóstica na faixa de 860-890 nm, enquanto que na goethita essa feição está na faixa de 910 a 940 nm (Figura 10); há um pico de reflectância na região do espectro do vermelho, que dá a coloração a esses minerais, localizado em aproximadamente 750 nm na hematita, e em 760-770 nm na goethita. Uma terceira feição importante na discriminação entre esses dois minerais é o ombro que aparece em cerca de 660 nm, que é mais desenvolvido na goethita (Pontual *et al.*, 2008). Além disso, pode se observar nas assinaturas espectrais da Figura 10 que há um caimento da intensidade da reflectância na região entre 1350 e 2500 nm na curva espectral da goethita, não observado na curva espectral da hematita.

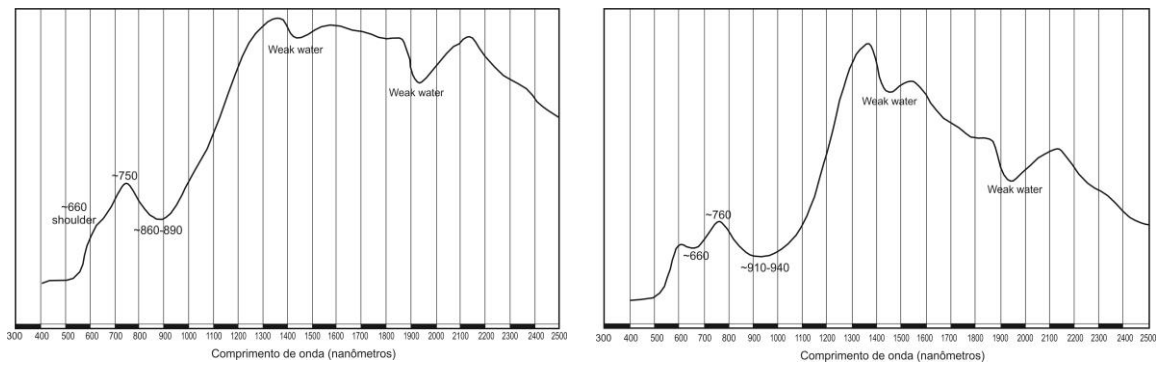


Figura 10: Comparação entre as curvas espectrais da hematita (esquerda) e goethita (direita). Notar as diferentes posições das feições na região do VNIR entre as duas, e o caimento (*slope*) da curva no SWIR típico da goethita. Extraído de Pontual *et al.* (2008).

2.5.3. Espectros de misturas minerais

Amostras de rochas e regolitos são em sua maioria compostas por misturas de minerais. A análise espectral de um material com uma mistura de minerais deve revelar feições espectrais de cada um de seus constituintes capazes de refletir a energia eletromagnética incidente. Entretanto, como cada mineral possui características óticas distintas, alguns podem refletir com mais intensidade, mesmo que sua proporção na mistura seja menor.

De acordo com Pontual *et al.* (2008), a mistura espectral pode ser considerada, de forma simplificada, como um processo linear, no qual a assinatura espectral de um determinado mineral é simplesmente adicionada à assinatura dos outros minerais presentes na mistura.

Um espectro de mistura de minerais pode ser resumido na seguinte equação:

$$\text{Espectro misto} = X\% \text{ mineral } 1 + Y\% \text{ mineral } 2 + Z\% \text{ mineral } 3 + \text{etc ...}$$

Entretanto, a porcentagem de cada mineral na fórmula acima representa a intensidade da sua assinatura espectral no espectro da mistura, e não necessariamente a sua proporção volumétrica na amostra. As proporções de cada mineral são expressas na forma de proporção relativa, calculada a partir da intensidade da feição de absorção de cada mineral na assinatura espectral da mistura. Por esse motivo essa técnica é empregada somente de forma qualitativa e semiquantitativa.

A razão disso é que a resposta espectral de uma mistura espectral é influenciada principalmente por índices de refração variados entre diferentes

minerais. Ou seja, alguns minerais absorvem mais energia eletromagnética de certos comprimentos do que outros. Como resultado, as feições de absorção nem sempre correspondem diretamente com a proporção em peso de um mineral em uma mistura (Pontual *et al.*, 2008).

Por exemplo, uma mistura de grãos translúcidos e escuros (como quartzo e magnetita), os fótons do feixe incidente tem uma probabilidade tão alta de encontrarem um grão escuro (visto que continuarão sendo transmitidos através dos grãos translúcidos do quartzo) que até uma pequena porcentagem desses grãos escuros pode reduzir drasticamente a reflectância, muito mais do que sua porcentagem em peso na amostra representa (Clark, 1999).

De forma geral, em um espectro de mistura a sobreposição de feições de absorção gera um espectro dominado por um mineral, mas que mostra características espectrais dos outros componentes, e essas características podem ser feições de absorção adicionais na curva, ombros ou inflexões, aumento ou atenuação das profundidades de absorção e pequenas mudanças no comprimento de ondas de feições de absorção (Pontual *et al.*, 2008).

2.5.4. Espectro de reflectância x Remoção do *continuum*

O dado bruto extraído de um espectrômetro é chamado de espectro de reflectância. Trata-se de um gráfico X-Y, com o eixo X indicando o comprimento de onda (geralmente em nanômetros ou micrômetros) e o eixo Y indicando a intensidade da reflexão (de 0 a 100%) (Figura 11, esquerda). Esse gráfico – além de mostrar feições de absorção contidas nos comprimentos de onda exibidos – pode ser influenciado por absorções fora do alcance do espectrômetro. Por exemplo, um aparelho que meça apenas a região do visível ao infravermelho de ondas curtas (de 300 a 2500 nm), pode apresentar uma curvatura nos maiores comprimentos de onda devido a feições intensas de absorção da água e carbonatos na região de aproximadamente 2700 nm (Clark e Roush, 1984).

Essa influência de feições “fora-de-alcance” se estende para dentro do alcance do espectrômetro e pode afetar o *background* (ou *continuum*) do espectro. Essa curvatura do *background* do espectro de reflectância é chamada de envoltória de reflectância. Embora a envoltória de reflectância contenha informações úteis para

a interpretação, essa curvatura tende a distorcer algumas feições de absorção, dificultando a determinação da posição (comprimento de onda) de algumas feições (principalmente as da região do SWIR). Então, de acordo com Pontual *et al.* (2008), é aconselhável fazer o processamento do espectro e remover a envoltória de reflectância para realçar feições nessa região, e esse processamento é chamado de remoção do *continuum* (Figura 11, direita).

Com a remoção do *continuum*, algumas feições aparentemente sutis, ou até não detectáveis no espectro de reflectância se tornam visíveis. Ainda, as assinaturas espectrais de alguns minerais são mais facilmente identificáveis no espectro com remoção do *continuum*, especialmente para aqueles com feições diagnósticas entre 2100 e 2400 nm.

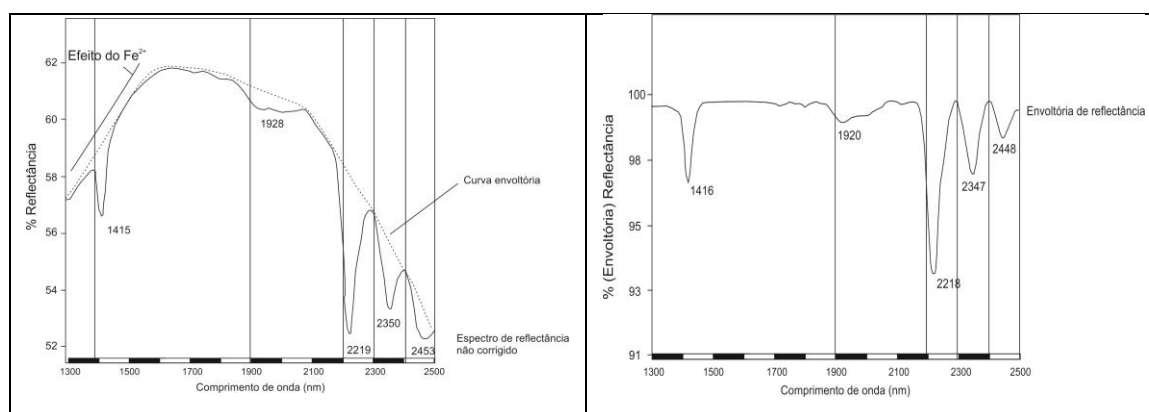


Figura 11: Esquerda – espectro de reflectância (bruto), mostrando a curvatura continua (envoltória de reflectância). Direita – espectro com remoção do *continuum* (notar como a feição de absorção em 2248 nm foi realçada em relação ao espectro bruto). Extraído de Pontual *et al.* (2008).

No entanto a remoção do *continuum* causa uma intensa atenuação do efeito causado pelo Fe^{2+} . O ferro ferroso provoca um forte declive na região de 1000-1300 nm, e essa informação permite que minerais portadores de Fe^{2+} sejam distinguidos de minerais não portadores de Fe^{2+} quando estes apresentam o restante da assinatura espectral idêntica (e.g. actinolita e tremolita). Ou seja, é importante que o espectro seja examinado na forma bruta (como espectro de reflectância) se a intenção é fazer o reconhecimento de minerais portadores de Fe^{2+} e de feições de absorção na região do VNIR. Por outro lado, espectros com remoção do *continuum* são importantes para análise de minerais com assinatura na região do SWIR. (Pontual *et al.*, 2008).

A espectroscopia de reflectância permite a identificação de minerais como óxidos de ferro, silicatos hidroxilados com ferro, sulfatos e carbonatos de ferro,

filossilicatos, silicatos hidroxilados, entre outros. Sua importância nesse estudo deve-se ao fato de que aos minerais mais comuns nessas rochas são óxidos de ferro, filossilicatos e silicatos hidroxilados.

2.6. Difração de Raios-X

A difração de raios-X (DRX) é um método de análise qualitativa e quantitativa de materiais cristalinos baseado na análise de sua estrutura cristalina. É uma técnica amplamente utilizada em diversas áreas da ciência e do setor industrial; na geologia pode ser muito útil e precisa, dentre outras coisas, na identificação e quantificação de diferentes fases minerais em uma amostra de rocha, regolito ou solo.

A difração é o fenômeno de encurvamento de raios de ondas eletromagnéticas quando encontram algum obstáculo. Em outras palavras, pode ser descrito como espalhamento das ondas após atravessarem fendas ou orifícios. O desvio sofrido pelos raios é proporcional ao tamanho da fenda.

Materiais cristalinos apresentam ordenamento e periodicidade no arranjo dos seus átomos e moléculas. Essa periodicidade gera um ou mais padrões de fendas e simetrias que podem ser observadas com a DRX, pois essa faixa do espectro eletromagnético tem comprimentos de ondas proporcionais às dimensões atômicas e distâncias interatômicas (Pecharsky & Zavalij, 2008).

A técnica consiste na incidência de radiação em átomos e moléculas de uma amostra e na detecção do feixe de fótons difratados. Quando um feixe de raios-X incide em um material com arranjo ordenado dos átomos (característica de estruturas cristalinas), a difração ocorre nas direções de espalhamento que satisfazem a Lei de Bragg:

$$n \lambda = 2 d \sin \theta$$

onde n é a ordem de difração, (λ) é o comprimento de onda do feixe monocromático incidente, (θ) é o ângulo entre o feixe incidente e determinados planos do cristal, d é a distância entre esses planos (Gobbo, 2003).

O registro da onda difratada só é possível em determinados ângulos – os ângulos que satisfazem a Lei de Bragg. Somente nesses ângulos (entre feixe incidente e plano hkl da estrutura cristalina), a dispersão dos raios estará em fase

(interação construtiva), gerando picos mensuráveis em um difratograma, e esses ângulos são aqueles cuja diferença de percurso entre dois raios paralelos - ao atravessarem a estrutura cristalina e voltarem para o detector - for igual a um múltiplo inteiro (n) do comprimento de onda (Figura 12).

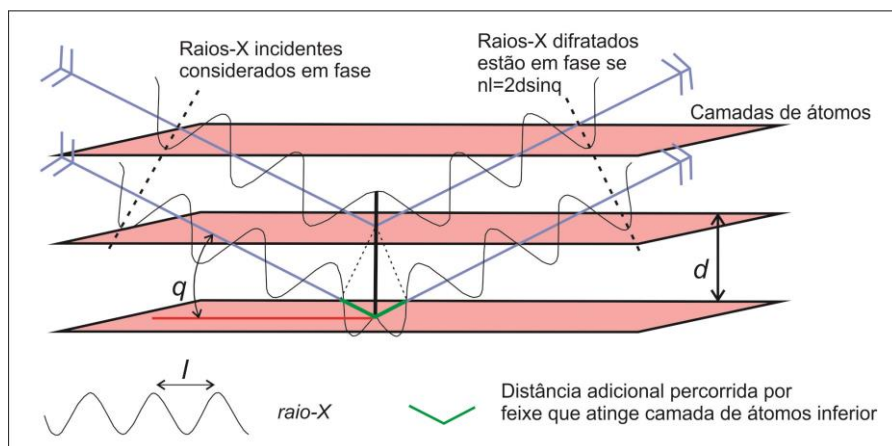


Figura 12: Condição da Lei de Bragg: a diferença de percurso (em verde, na parte inferior) percorrida pelos feixes de raio-x (em azul) deve ser igual à um múltiplo inteiro (n) do comprimento de onda (l), permitindo a interação construtiva entre os raios. Figura extraída de <http://www.scienceinschool.org/pt/2012/issue24/crystals>.

O difratograma é o produto da análise da DRX, e consiste em um gráfico X-Y, com posição angular (2θ) ou distância interplanar (d) em X e intensidade relativa da radiação difratada em Y (Figura 13). Os picos que se destacam do background representam os ângulos que satisfazem a Lei de Bragg. De cada pico se extrai informações de intensidade, posição angular (2θ) ou distância interplanar (d) e perfil.

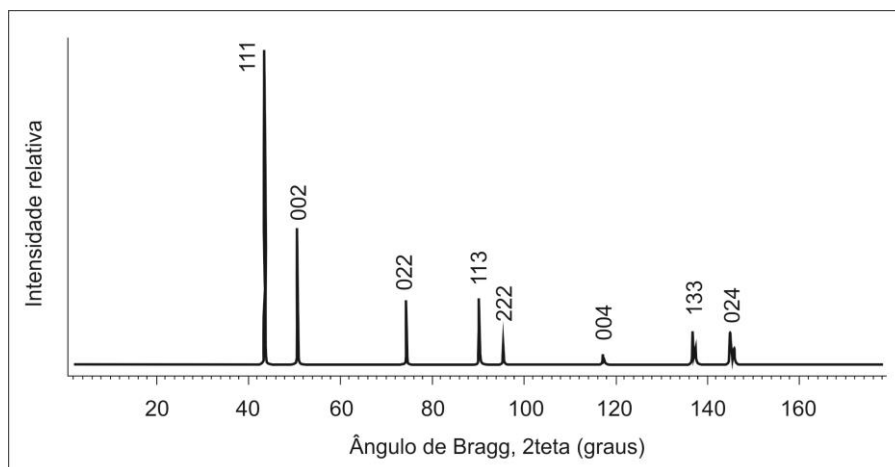


Figura 13: Difratograma simulado do cobre. Os números indicam os índices de Miller dos planos que geraram cada pico. Extraída de Pecharsky & Zavalij, 2008.

Cada material cristalino apresenta um padrão difratométrico distinto, o que permite sua identificação através da análise das posições angulares e intensidades

relativas (Gobbo, 2003). Padrões difratométricos são como impressões digitais única de cada material. Há ocasiões onde dois materiais distintos têm padrões praticamente idênticos, mas é incomum (Clearfield *et al.*, 2008).

3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1. Conjunto de amostras

O conjunto de amostras estudado foi coletado em atividades de campo durante a execução do projeto ARIM Nova Brasilândia (Bergami e Prado, 2019). São amostras de afloramentos superficiais, em geral com intensa alteração intempérica, coletadas nos alvos Pedra Queimada, Migrante-DM, Beijo e P-16.

Compreendem gossans (com texturas características – Figura 14), lateritos (com texturas características – Figura 15), rochas metassedimentares intemperizadas (Figura 16) e mais uma grupo de amostras muito alteradas (aqui denominadas crostas ferruginosas indiscriminadas), cujas características macroscópicas - que permitiriam a classificação litológica - já foram total ou parcialmente obliteradas (Figura 17), mas que podem ser gossans, lateritos ou rochas metassedimentares intemperizadas (xistos e paragneisses da Formação Migrantinópolis, hospedeiras das mineralizações de Pb-Zn).



Figura 14: Amostra típica de gossan da região de Nova Brasilândia D'Oeste, com iridescência e textura *boxwork*.



Figura 15: Amostra típica de laterito, com nódulos e concreções ferruginosas e fragmentos de quartzo.



Figura 16: Amostra típica de rocha metassedimentar intemperizadas, com estrutura foliada e minerais parentais preservados (quartzo, muscovita).



Figura 17: Amostras de crostas ferruginosas, que podem ter ou não ter relação com os gossans e ocorrências de Pb-Zn.

A Tabela 1 apresenta os resultados das análises químicas de rocha total das amostras estudadas (gossans, lateritos, rochas metassedimentares intemperizadas e crostas ferruginosas) (extraídos de Bergami e Prado, 2019). A tabela também apresenta os valores de abundância média na crosta continental (clarke), obtidos de Lide (2005).

De acordo com Blot (2004), gossans geralmente apresentam valores maiores que lateritos para os elementos Zn, Cu, Pb, As, P, S Ba e Ni, e lateritos apresentam maiores valores para Ti, Zr e Cr, portanto tais elementos podem ser usados para auxiliar na distinção entre esses litotipos.

Como pode ser visto na tabela, as amostras que apresentam feições características e foram classificadas como gossans ou lateritos seguem o padrão observado por Blot (2004), exceto para os elementos P e Ba.

Tabela 1: Dados de litoquímica de todo o conjunto de amostras estudado, extraídos de Bergami e Prado (2019). Amostras classificadas de acordo com feições macro e microscópicas entre gossans, lateritos, rochas metassedimentares intemperizadas, além de crostas ferruginosas muito alteradas, de difícil classificação litológica. Os elementos químicos exibidos na tabela são aqueles que, de acordo com Blot (2004), podem ser usados para distinguir gossans de lateritos. As células destacadas indicam os elementos cujos valores nas amostras estudadas condizem com a proposta de Blot (2004) - gossans com valores maiores para Zn, Cu, Pb, As, P, S e Ba (porém, os valores dos elementos P e Ba das amostras estudadas não seguiram o padrão observado por Blot(2004)), e lateritos com maiores valores para Ti, Zr e Cr. Valores de clarke (1) obtidos de Lide (2005). N/D = valores não disponíveis na bibliografia.

Amostra	Curva espectral	Descrição de Campo	Zn (ppm)	Cu (ppm)	Pb (ppm)	As (ppm)	P (ppm)	S (%)	Ba (ppm)	Ni (ppm)	Ti (%)	Zr (ppm)	Cr (ppm)
AS-038C	NBR_06	Gossan	2291.0	1594.0	7366.3	145.0	1456.0	0.26	9.0	0.70	0.02	18.5	11.0
AS-052B	NBR_30	Gossan	6127.0	126.0	2878.4	320.0	25.0	0.29	22.0	0.25	0.03	24.1	14.0
		média	4209.0	860.0	5122.35	232.5	740.5	0.28	15.5	0.48	0.025	21.3	12.5
AS-074	NBR_224	Laterito	311.0	486.0	263.4	80.0	1152.0	0.09	161.0	0.25	0.22	138.8	139.0
GG-008	NBR_409	Laterito	287.0	52.0	439.0	63.0	356.0	0.07	10.0	0.18	0.26	172.0	151.0
		média	299.0	269.0	351.2	71.5	754.0	0.08	85.5	0.22	0.24	155.4	145.0
AS-052F	NBR_49	Rocha metassedimentar intemperizada	1679.0	160.0	348.4	106.0	1760.0	0.03	12.0	4.10	0.22	48.9	23.0
GG-054	NBR_64	Rocha metassedimentar intemperizada	256.0	770.0	514.0	8.0	1353.0	0.10	691.0	0.25	0.37	123.2	58.0
		média	967.5	465.0	431.2	57.0	1556.5	0.07	351.5	2.18	0.295	86.05	40.5
AS-040A	NBR_14	Crosta ferruginosa	4449.0	2053.0	3104.5	137.0	510.0	0.29	2.5	0.60	0.005	22.7	17.0
AS-052C	NBR_35	Crosta ferruginosa	122.0	62.0	22.0	280.0	25.0	0.03	2.5	1.60	0.005	0.8	5.0
AS-069	NBR_215	Crosta ferruginosa	670.0	526.0	43.9	190.0	780.0	0.08	27.0	0.25	0.32	125.1	13.0
AS-075B	NBR_228	Crosta ferruginosa	410.0	368.0	130.9	138.0	1211.0	0.07	171.0	0.25	0.32	93.7	17.0
AS-091	NBR_385	Crosta ferruginosa	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D
AS-094	NBR_400	Crosta ferruginosa	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D
EG-108A	NBR_240	Crosta ferruginosa	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D
AS-073A	NBR_220	Crosta ferruginosa	36.0	174.2	129.7	8.0	621.0	0.01	122.0	0.32	0.47	172.5	89.0
LS-049	NBR_413	Crosta ferruginosa	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D
AS-039	NBR_09	Crosta ferruginosa	667.0	651.0	1123.3	9.0	677.0	0.06	772.0	0.25	0.18	56.0	23.0
AS-055A	NBR_53	Crosta ferruginosa	234.0	263.0	231.2	1.0	192.0	0.11	360.0	0.25	0.28	102.6	47.0
AS-056	NBR_58	Crosta ferruginosa	512.0	912.0	580.4	7.0	2780.0	0.07	29.0	6.50	0.68	161.2	109.0
AS-067A	NBR_206	Crosta ferruginosa	125.0	932.0	26.4	77.0	1775.0	0.09	42.0	0.25	0.06	35.1	0.5
AS-075A	NBR_227	Crosta ferruginosa	73.0	284.0	130.2	233.0	1531.0	0.13	42.0	0.25	0.25	72.5	25.0
Abundância na crosta terrestre ⁽¹⁾ (clarke) (Lide, 2005)			70	60	14	1.8	1050	0.035	425	84	0.565	165	102

3.2. Espectroscopia de Reflectância

3.2.1. Preparação e análise das amostras

Foram feitas análises espectrais de 20 amostras, coletadas durante as etapas de campo do projeto ARIM Nova Brasilândia da CPRM (Bergami e Prado, 2019). Compreendem crostas ferruginosas (gossans ou lateritos) dos alvos descritos no item 1.7, além de paragnaisse e xistos sulfetados e intensamente intemperizados da Formação Migrantinópolis (rochas hospedeiras da mineralização). Em média foram feitas 3 a 4 análises por amostra, a fim de evitar o viés causado pela diferença da mineralogia em diferentes pontos da amostra, trabalhando com uma curva média, representativa. No total, das 20 amostras de rocha, foram geradas 64 curvas espectrais.

Não há necessidade de preparação das amostras, pois o espectrorradiômetro utilizado possui uma sonda de contato semelhante a uma lanterna, que pode ser utilizado em contato direto com a superfície da rocha. Alguns dados obtidos apresentaram feições espectrais sugestivas da presença de água na amostra. Foi feito então a secagem em estufa (durante 12h, em temperatura de cerca de 60° C) e releitura das amostras que apresentaram essas feições. Mesmo após a secagem, as feições permaneceram nos espectros, o que indica que essa água se deve à presença importante de inclusões fluidas em minerais como quartzo, ou na estrutura cristalina de minerais hidratados, como argilas e micas.

As análises foram feitas no laboratório de espectroscopia do Serviço Geológico do Brasil-CPRM, nas dependências da Superintendência Regional de São Paulo. Os dados espectrais foram obtidos por meio do espectrorradiômetro *ASD-FieldSpec-3 Hi-Resolution* (Figura 18), cujo alcance espectral vai do visível e infravermelho próximo (VNIR), até o infravermelho de ondas curtas (SWIR), cobrindo a faixa espectral de 300 a 2500 nm. São três sensores, com um total de 2151 bandas. O primeiro sensor cobre a região de 300 a 700 nm, com resolução espectral de 3 nm; o segundo vai de 700 a 1400 nm com resolução espectral de 8,5 nm, e o terceiro sensor cobre de 1400 a 2500 nm, com resolução de 6,5 nm. As medidas de reflectância mostram valores proporcionais à reflectância de uma placa de referência padrão branca com máxima reflectância difusa (*Spectralon*).

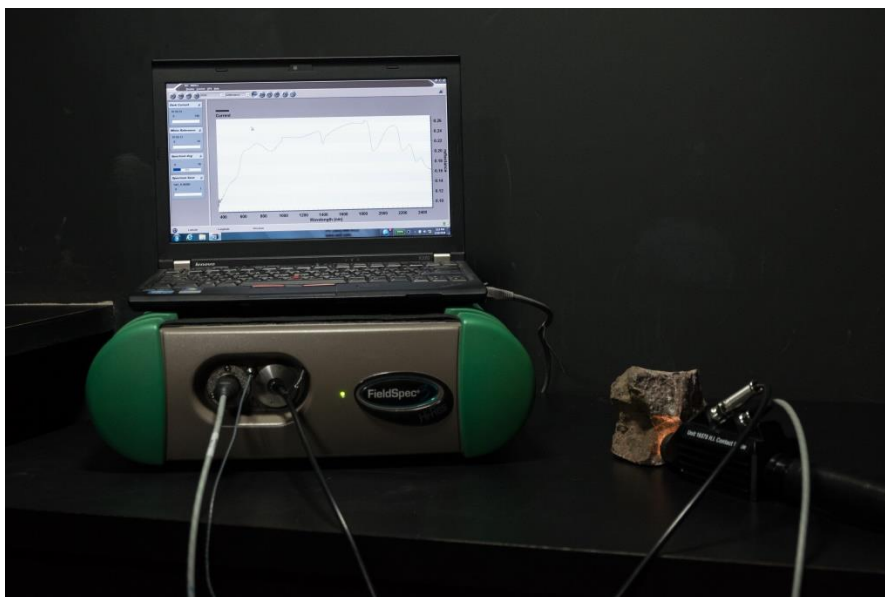


Figura 18: Espectrorradiômetro *ASD-FieldSpec 3 Hi-Resolution*, em ambiente com iluminação controlada.

3.2.2. Interpretação dos resultados

A interpretação espectro-mineralógica das curvas espectrais foi feita no software *The Spectral Geologist - TSG*, (desenvolvido pela *CSIRO Earth Science and Resource Engineering* – Austrália) e no software *ENVI©* (da *Exelis Visual Information Solutions*). A caracterização das fases minerais presentes nas amostras é feita através da comparação entre as assinaturas espectrais obtidas com as assinaturas de bibliotecas espectrais de referência. As bibliotecas utilizadas nesse estudo são as de Pontual *et al.* (2008), do software *TSG* e do *USGS-Serviço Geológico dos Estados Unidos* (Clark *et al.*, 1993).

3.3. Difração de Raios-X

3.3.1. Preparação e análise das amostras

A DRX é uma técnica que requer mais tempo na preparação da amostra e na análise propriamente dita. Foram selecionadas 08 amostras dentre àquelas analisadas por espectroscopia de reflectância – as amostras selecionadas são as mais representativas dos diferentes litotipos que ocorrem em cada alvo.

Existem dois métodos tradicionais de análise de DRX – o método do pó (amostra pulverizada) e o método da análise de monocristais (restrito a situações específicas de determinação de parâmetros cristalográficos). O método do pó -

aplicável ao presente estudo - requer a preparação da amostra, que consiste na pulverização do material até que as partículas estejam menores que 50 μm .

A preparação envolveu inicialmente a fragmentação da amostra com uso de um pilão, até ficar aproximadamente no tamanho de areia grossa a cascalho. Em seguida, foi colocada em um moinho de panela de ágata, onde cada amostra foi processada durante 20 minutos. Por fim foi utilizado um almofariz (gral) de ágata com pistilo, para garantir que a faixa granulométrica recomendada fosse atingida.

O difratômetro consiste basicamente em um tubo emissor de raios-X, um suporte para a amostra e um detector. Esses elementos estão dispostos em um arranjo geométrico conhecido como Geometria focal Bragg-Brentano, na qual o tubo emissor e o detector movem-se juntos de forma a fazer uma varredura angular na amostra (Figura 19).

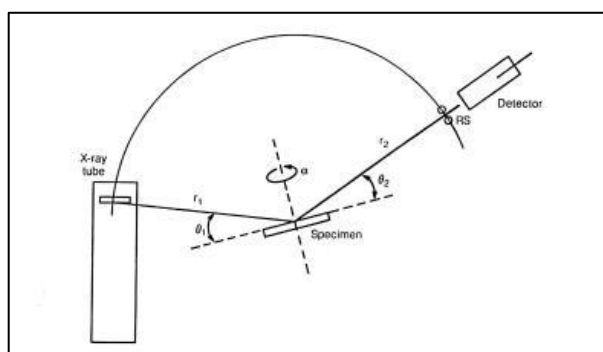


Figura 19: Geometria focal Bragg-Brentano (Retirado de Clearfield *et al.*, 2008).

As análises foram feitas nas dependências da empresa PANalytical em São Paulo-SP, através do difratômetro EMPYREAN. Este aparelho possui um tubo emissor que pode ser de Cu ou Co, no caso foi utilizado um tubo de cobre. O suporte amostral conta com um mecanismo de rotação (*spinning*), para que a radiação incida na amostra em todas as posições possíveis – cada partícula do pó comporta-se como um pequeno cristal (cristalito), orientado de forma aleatória em relação ao feixe incidente.

A varredura angular foi feita entre 5° e 90° , com passo angular de 0.01° . A figura a seguir (Figura 20) mostra o difratômetro utilizado e seus componentes, e a amostra já preparada e colocada no porta-amostra.



Figura 20: Esquerda – Difratorômetro EMPYREAN da PANalytical. Direita – Amostra preparada e prensada dentro do porta-amostra.

3.3.2. Interpretação dos resultados

A interpretação dos difratogramas foi feita com o software próprio da PANalytical – HighScore. A identificação das diferentes substâncias cristalinas presentes na amostra é feita através da comparação do difratograma obtido com os padrões difratométricos conhecidos de fases individuais (como gabaritos de cada substância cristalina). Existem diversos bancos de dados de padrões difratométricos, e os dois mais conhecidos – e utilizados neste trabalho – são o do ICDD (*International Center for Diffraction Data*) e o do COD (*Crystallography Open Database*).

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1. Espectroscopia de Reflectância e Difração de Raios-X

Os dados de espectroscopia de reflectância podem fornecer informações importantes, principalmente acerca da mineralogia da amostra. A análise das feições espectrais na região do VNIR é uma importante ferramenta na identificação dos óxidos de ferro (e.g. hematita e goethita) presentes na amostra. Já as feições espectrais presentes na região do SWIR fornecem informações relacionadas à presença de outros grupos minerais, tais como argilominerais, filossilicatos, sulfatos e carbonatos, entre outros.

O conjunto de amostras estudadas no presente trabalho, como detalhado no item 3.1, consiste em gossans, lateritos, rochas metassedimentares intemperizadas (xistos e paragneisses da Formação Migrantinópolis) e crostas ferruginosas indiscriminadas, que podem ser tanto gossans quanto lateritos ou rochas metassedimentares intemperizadas.

As amostras AS-38-C (curva espectral NBR_06) e AS-52-B (curva NBR_30) foram consideradas amostras de referência do grupo dos gossans, por apresentarem textura e coloração típica desse tipo de rocha (Figura 21), e suas assinaturas espectrais foram utilizadas para identificar outras amostras com a mesma resposta espectral. As amostras AS-74 (NBR_224) e GG-08 (NBR_409) foram consideradas as amostras de referência do grupo dos lateritos, com nódulos e concreções ferruginosas e fragmentos de quartzo (Figura 22), e as amostras GG-54 (NBR_64) e AS-52-F (NBR_49) representam o grupo das rochas metassedimentares intemperizadas (Figura 23), com estrutura foliada e minerais parentais preservados (e. g. muscovita).



Figura 21: Amostras típicas de gossan da região de Nova Brasilândia (AS-38-C e AS-52-B).



Figura 22: Amostras típicas de lateritos da região de Nova Brasilândia (AS-74 e GG-08).



Figura 23: Amostras representativas das rochas metassedimentares intemperizadas (GG-54 e AS-52-F).

Essa classificação – feita com base em critérios macroscópicos (mineralogia, textura, estrutura, coloração) – foi confirmada nas análises de espectroscopia e difração de raios-X, através da identificação de diferentes assembleias minerais em cada grupo, detalhado a seguir.

A Figura 24 apresenta as assinaturas espectrais das duas amostras de referência de cada litotipo – gossans em vermelho, lateritos em azul, rochas metassedimentares intemperizadas em verde.

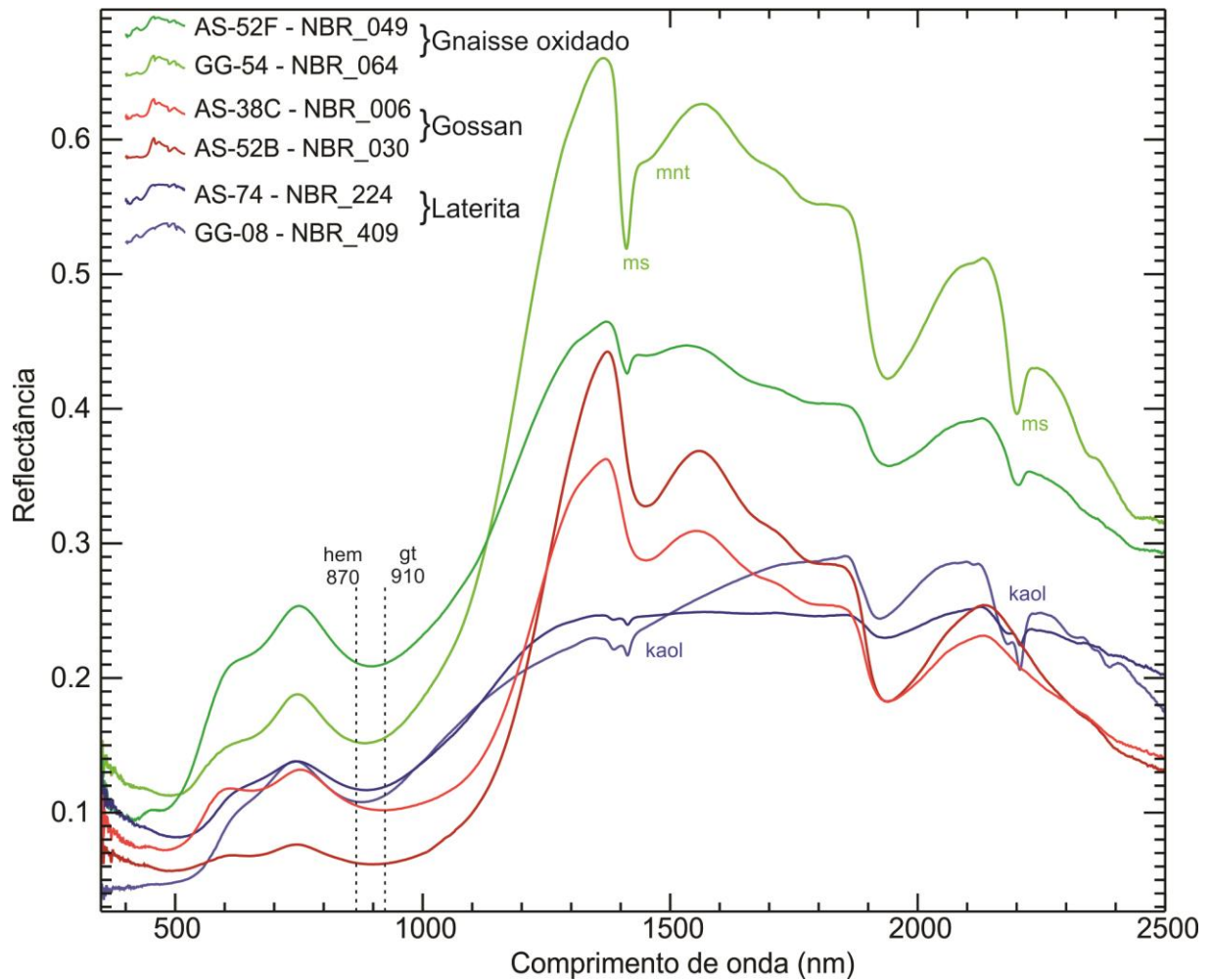


Figura 24: Curvas espectrais das duas amostras de referência de cada litotipo: em vermelho os gossans, em azul os lateritos e em verde as rochas metassedimentares intemperizadas. As linhas verticais indicam o valor do comprimento de onda das feições típicas da hematita e goethita. (hem=hematita, gt=goethita, kaol=caulinita, ms=muscovita, mnt=montmorilonita).

A mineralogia essencial, observada tanto na ER quanto na DRX de cada um dos grupos é: quartzo + goethita ± hematita nos gossans; quartzo + hematita + caulinita ± halloysita ± goethita nos lateritos; quartzo + goethita + hematita + muscovita ± montmorilonita nas rochas metassedimentares intemperizadas. Sendo assim, a presença de minerais do grupo da caulinita ou a presença de muscovita serve como guia na distinção entre essas crostas ferruginosas, que às vezes podem ser muito semelhantes em outros tipos de análise.

4.1.1. Gossans

Como mencionado no item 4.1, foram selecionadas duas amostras com características típicas de gossans (coloração iridescente, texturas *boxwork*, dados de litoquímica) (Figura 21) como referência na análise espectral e por difração de raios-X. A mineralogia identificada em seção delgada consiste de quartzo + óxidos de ferro (Figura 6) (Bergami e Prado, 2019). A Figura 25 mostra a assinatura espectral dessas amostras.

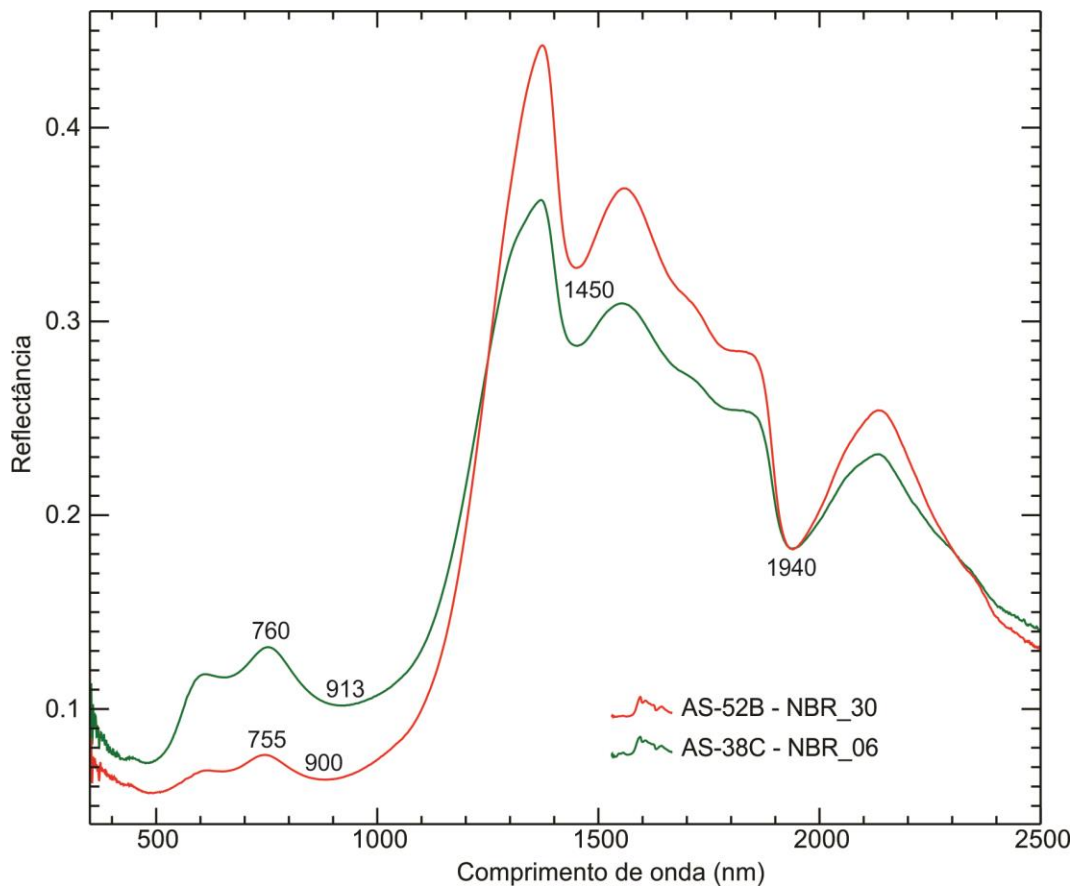


Figura 25: Curvas espectrais das duas amostras de gossan de referência da área de estudo (AS-38-C e AS-52-B). Nota-se que as principais feições de absorção de ambas as amostras são muito semelhantes. Os números indicados na figura representam o valor do comprimento de onda das principais feições identificadas.

Uma vez reconhecido o padrão espectral dos gossans, este foi utilizado como referência na comparação com as curvas espectrais de outras amostras. Com isso foi possível identificar outras sete amostras que apresentam a mesma assinatura espectral (Figura 26). Nota-se que existe uma variedade de texturas e coloração, apesar de mesma composição mineralógica e assinatura espectral.

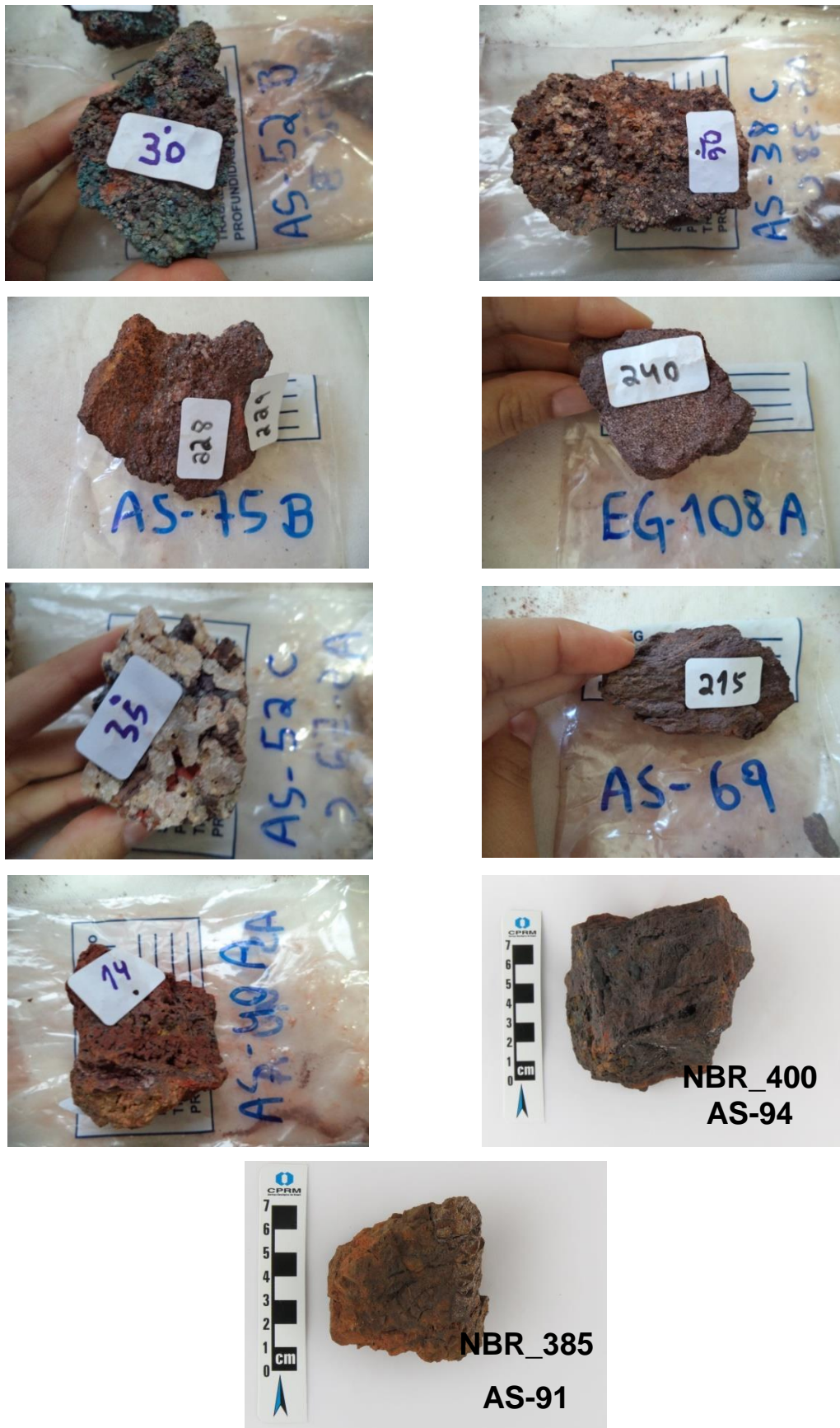


Figura 26: Amostras de gossan da região. Apesar da variedade de cores e texturas, todas são compostas essencialmente por quartzo e goethita, às vezes com hematita.

Como pode ser visto na Figura 27, as curvas espectrais das amostras de gossan de Nova Brasilândia apresentam um padrão semelhante à curva de referência da goethita da biblioteca espectral de Pontual *et al.* (2008) (curva espectral Goethite_GMEX_V1_03). A queda no valor da reflectância na região do SWIR (entre 1350 e 2500 nm) nas curvas das amostras estudadas, assim como as feições de absorção em torno de 1400 e 1900 nm, coincidem com as feições vistas no espectro de referência da goethita. Diferentemente da curva de referência da hematita (Pontual *et al.*, 2008 - curva espectral Hematite_GMEX_V1_01), que apresenta um caimento mais sutil na região do SWIR, e as feições em torno de 1400 e 1900 nm são menos desenvolvidas.

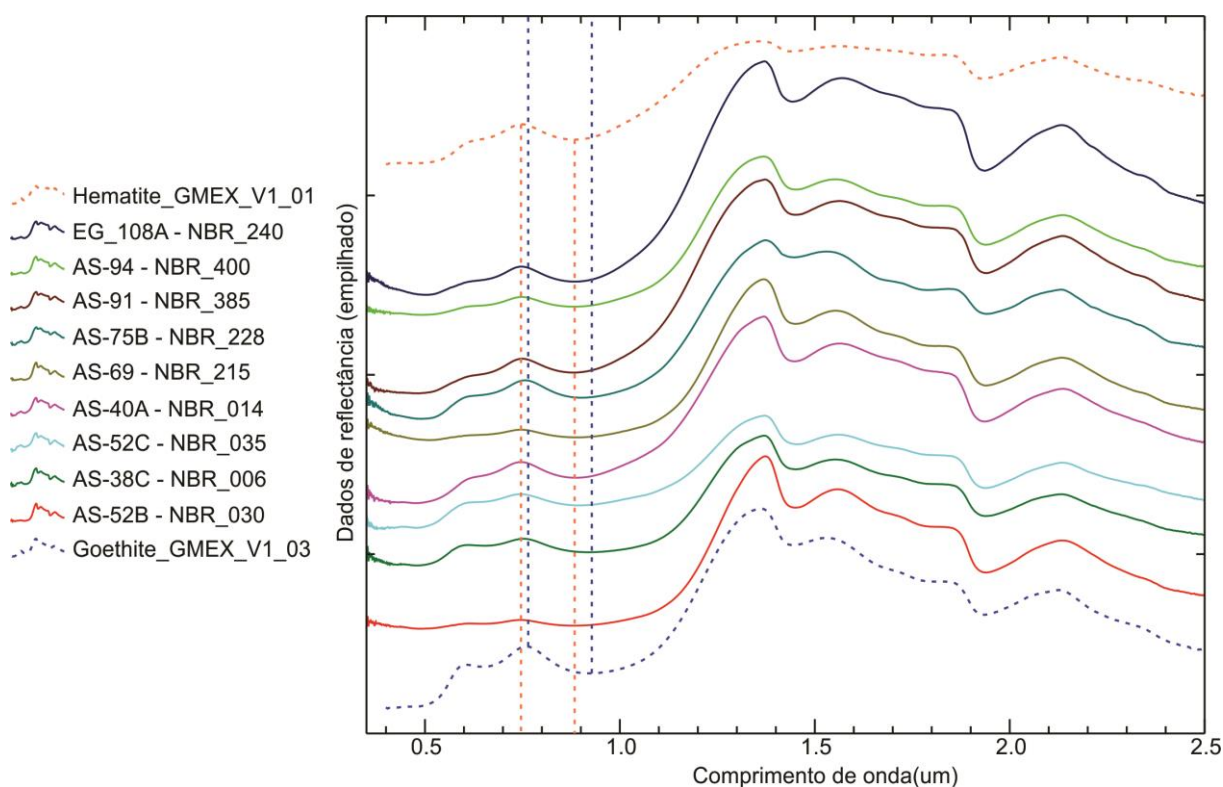


Figura 27: Assinaturas espectrais das amostras de gossans da região – muito semelhantes à assinatura espectral da goethita. As linhas verticais em azul indicam a posição das feições do VNIR da goethita, e em laranja as da hematita. Curvas empilhadas para facilitar a visualização.

Além das feições de absorção em torno de 1400 e 1900 nm, não existem outras feições na região do SWIR nas curvas espectrais das amostras classificadas como gossans. Em nenhuma delas foram observadas feições indicativas da presença de minerais como muscovita/sericita ou de minerais do grupo da caulinita.

A Figura 28 apresenta em detalhe as feições da região do VNIR das curvas espectrais dos gossans estudados, e os espectros de referência da goethita e

hematita da biblioteca espectral de Pontual *et al.* (2008). As linhas verticais representam as posições características da feição de absorção do Fe^{3+} da goethita (em vermelho – de 910 nm a 940 nm) e da hematita (em cinza – entre 860 nm e 890 nm).

Nota-se que três amostras (AS-38C, AS-52C e AS-75B) apresentam as feições do VNIR localizadas nas posições típicas da goethita; outras três amostras (AS-91, AS-94 e EG-108A) têm essas feições posicionadas nos comprimentos de onda típicos da hematita; e as amostras AS-40A, AS-52B e AS-69 têm as feições do VNIR localizadas entre as posições da hematita e goethita, o que indica que existe uma mistura desses dois minerais nessas amostras.

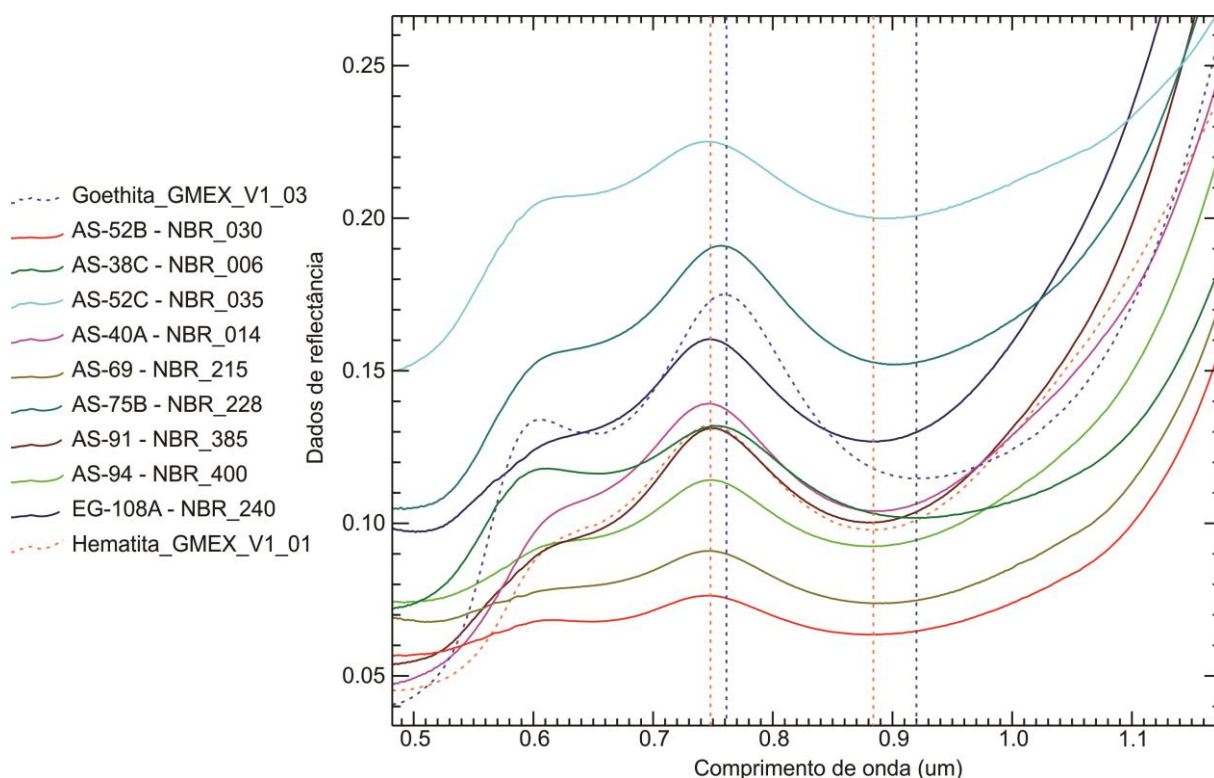


Figura 28: Detalhe da região do VNIR das curvas dos gossans e das assinaturas de referência da biblioteca espectral de Pontual *et al.* (2008) da goethita (curva pontilhada em azul) e da hematita (curva pontilhada em laranja). Linhas verticais indicam a posição típica da feição de absorção do Fe^{3+} da goethita (azul) e hematita (laranja).

Das nove amostras de gossan, foram feitas análises por difração de Raios-X em seis delas. Três delas apresentaram mineralogia composta apenas por quartzo e goethita (AS-38C, AS-52C e AS-75B), coincidindo com a interpretação da ER. Nas outras três (AS-40A, AS-52B e EG-108A) foi verificada a presença de quartzo, goethita e hematita.

As figuras a seguir (Figura 29 e 30) mostram dois difratogramas dos gossans deste estudo. A figura 29 representa a amostra AS-38-C, cuja análise difratométrica indicou a presença de quartzo e goethita. O difratograma da Figura 30 representa a amostra EG-108-A, e a análise DRX indicou a presença de quartzo, goethita e hematita.

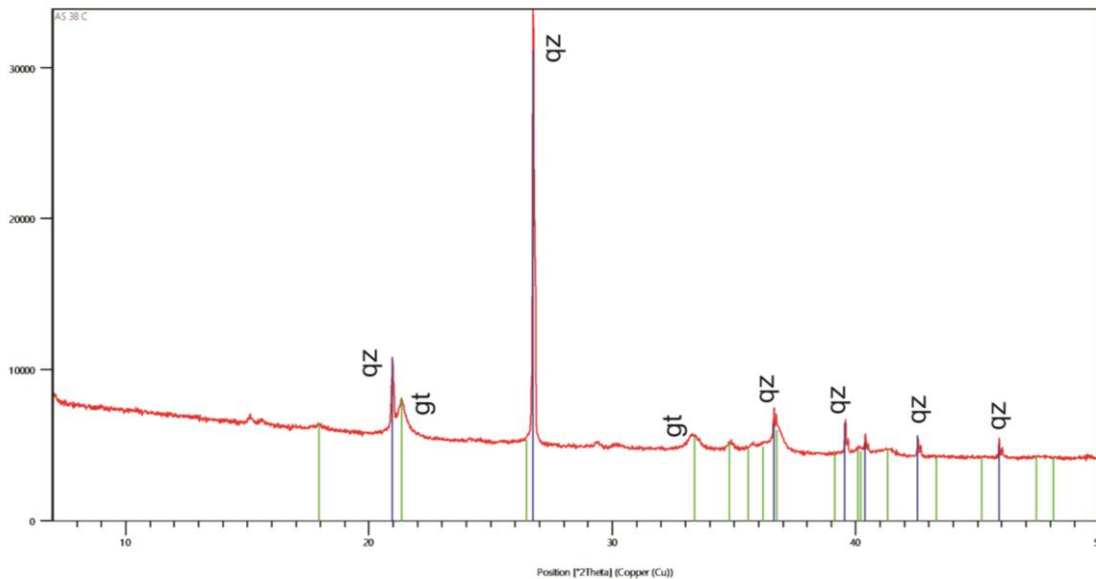


Figura 29: Difratograma da amostra de gossan AS-38-C, cuja análise indicou a presença de quartzo e goethita. As linhas verticais em verde indicam os picos característicos da goethita, e as linhas azuis indicam os picos característicos do quartzo.

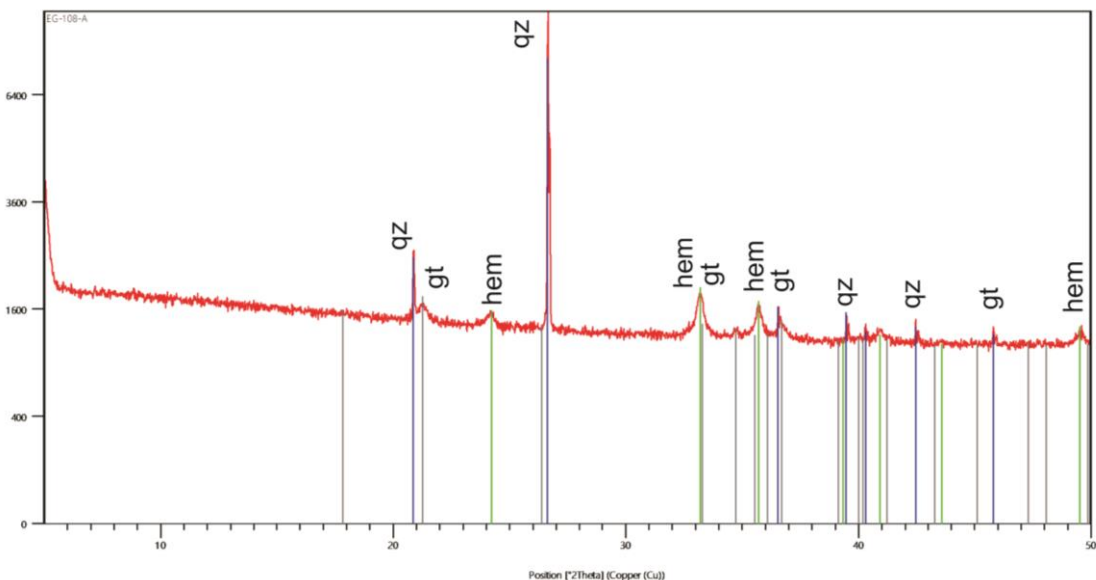


Figura 30: Difratograma da amostra de gossan EG-108-A, cuja análise indicou a presença de quartzo, goethita e hematita. As linhas verticais em azul indicam os picos característicos do quartzo, as linhas verdes indicam os picos da hematita e as linhas cinza os picos da goethita.

A análise por ER das feições da região do VNIR e do SWIR (principalmente o caimento da intensidade da reflectância entre 1350 nm e 2500 nm), complementadas pelas análises por DRX, permitiu concluir que os gossans de Nova Brasilândia D'Oeste são constituídos essencialmente por quartzo e goethita, com presença de hematita em algumas amostras.

Raines *et al.* (1985) constataram que os gossans desenvolvidos em regiões tropicais úmidas não apresentam feições de absorção comuns da caulinita – geralmente possuem uma feição fraca e larga na região de 1400 nm, uma feição moderada a forte e larga na região de 1900 nm e uma feição fraca em ~2200 nm (figura 31).

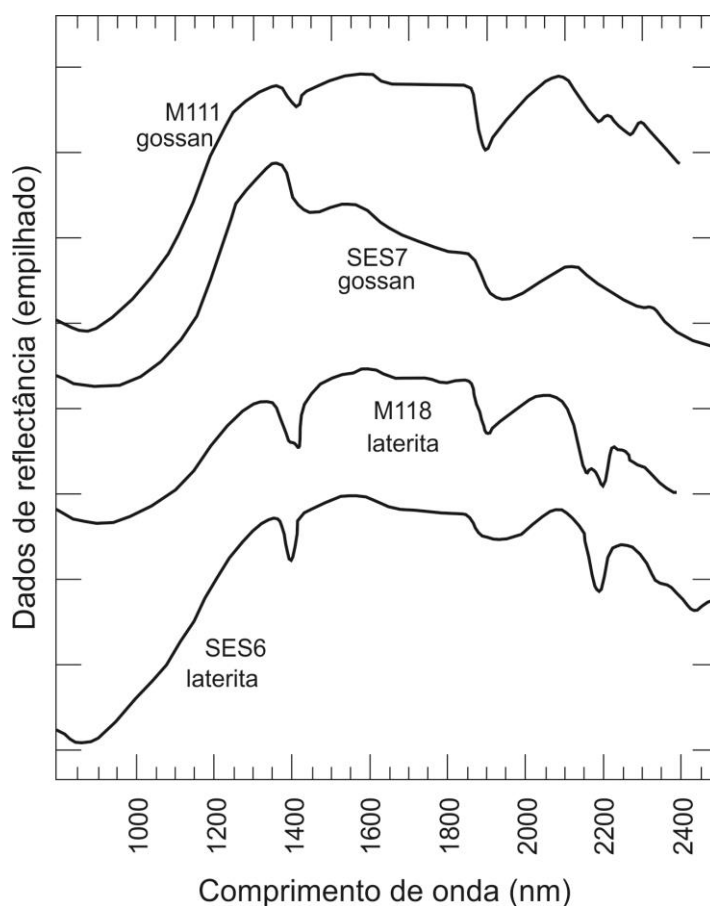


Figura 31: As curvas M111 e SES7 representam gossans desenvolvidos em regiões tropicais úmidas, e as curvas M118 e SES6 representam lateritos desenvolvidas nessas regiões. Notar a diferença das feições em aproximadamente 1400, 1900 e 2200 nm. Extraído de Raines *et al.*, 1985.

Assim como nos resultados de Raines *et al.* (1985), os gossans de Nova Brasilândia D'Oeste não apresentam as feições de absorção típicas de minerais do grupo da caulinita, e apresentam uma feição larga em aproximadamente 1400 nm, uma feição larga em torno de 1900 nm. A feição de absorção em torno de 2200 nm

observada nos gossans do trabalho de Raines et al. (1985) não foi observada nos gossans de Nova Brasilândia D'Oeste.

Dados litoquímicos levantados através do projeto ARIM Nova Brasilândia da CPRM (Bergami e Prado, 2019), analisados segundo as diretrizes de Blot (2004), mostram que as amostras aqui interpretadas como gossans têm semelhanças geoquímicas com os gossans que o autor estudou (valores relativamente altos para Zn, Cu, Pb, As, S) (Tabela 2).

Tabela 2: Dados de litoquímica (extraídos de Bergami e Prado, 2019) das amostras reclassificadas como gossans. Valores dos elementos químicos importantes na distinção entre gossans e lateritos segundo Blot (2004). Dados de abundância na crosta continental (Clarke) extraídos de Lide (2005).

Amostra	Curva espectral	Zn (ppm)	Cu (ppm)	Pb (ppm)	As (ppm)	P (ppm)	S (%)	Ba (ppm)	Ni (ppm)	Ti (%)	Zr (ppm)	Cr (ppm)
AS-038C	NBR_06	2291.0	1594.0	7366.3	145.0	1456.0	0.26	9.0	0.70	0.02	18.5	11.0
AS-052B	NBR_30	6127.0	126.0	2878.4	320.0	25.0	0.29	22.0	0.25	0.03	24.1	14.0
AS-040A	NBR_14	4449.0	2053.0	3104.5	137.0	510.0	0.29	2.5	0.60	0.005	22.7	17.0
AS-052C	NBR_35	122.0	620.0	220.0	280.0	25.0	0.13	2.5	1.60	0.005	0.8	5.0
AS-069	NBR_215	670.0	526.0	439.0	190.0	780.0	0.08	27.0	0.25	0.32	125.1	13.0
AS-075B	NBR_228	410.0	368.0	130.9	138.0	1211.0	0.17	171.0	0.25	0.32	93.7	17.0
AS-091	NBR_385	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D
AS-094	NBR_400	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D
EG-108A	NBR_240	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D
média		2344.8	881.2	2356.5	201.7	667.8	0.2	39.0	0.6	0.1	47.5	12.8
Clarke (Lide, 2005)		70	60	14	1.8	1050	0.04	425	84	0.565	165	102

Vale ser mencionada a ausência de alguns minerais que foram identificados em outros gossans ao redor do mundo nos gossans da área de estudo, tais como jarosita e gipsita, por vezes muito comuns nesse tipo de rocha (Oliveira *et al.*, 1993; Percival e Williamson, 2015).

A jarosita pode ser um mineral comum em gossans, porém conforme a oxidação de sulfetos progride, a grande quantidade de soluções ácidas liberada pode consumir os minerais de ganga (como aluminossilicatos), e com isso liberar sílica no sistema (Taylor e Eggleton, 2001). Quando isso ocorre o pH aumenta e a jarosita se torna instável e eventualmente se dissolve (Jambor, 2003). Já a gipsita, mineral comum em ambientes evaporíticos, é muito sensível ao metamorfismo e às intempéries, duas situações pelas quais os gossans estudados foram submetidos de forma bastante significativa.

A análise mineralógica através da espectroscopia de reflectância e difração de raios-x indicou que os gossans são compostos essencialmente por quartzo + goethita (\pm hematita). Entretanto, há uma série de outros minerais formados como produto de alteração supergênica sobre depósitos de metais-base. McConachy *et al.*

(2007) obtiveram a assinatura espectral de alguns desses minerais. A Figura 32 mostra algumas dessas assinaturas (anglesita, cerussita, hemimorfita, smithsonita e tarbutita), juntamente com a assinatura espectral dos gossans da área de estudo.

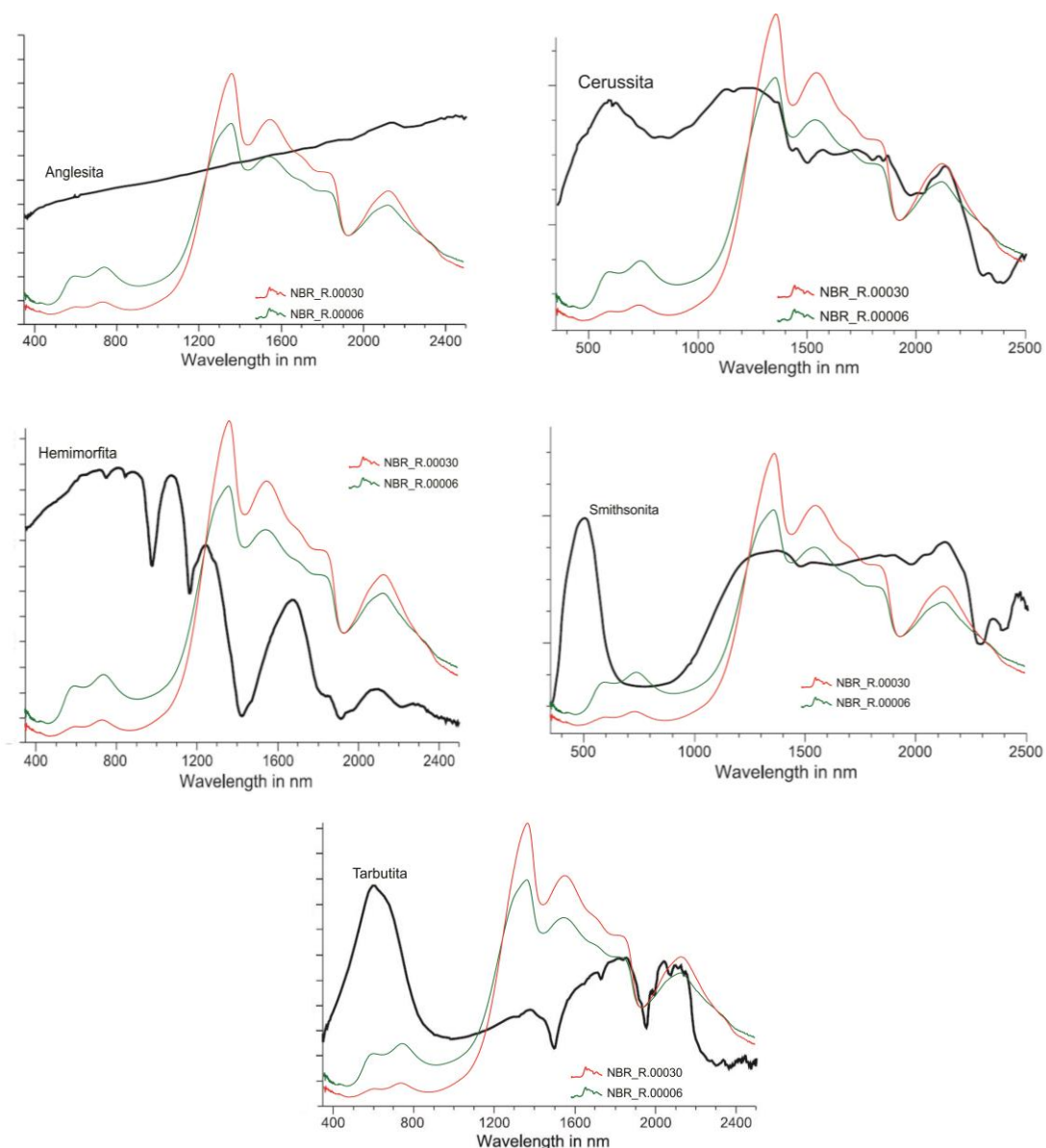


Figura 32: Assinaturas espectrais de alguns minerais formados através da alteração supergênica sobre depósitos de metais-base sulfetados (extraídas de McConachy *et al.*, 2007), e curvas representativas dos gossans da região de estudo.

Essas curvas de referência dos minerais não-sulfetados de Pb e Zn representam espectros de minerais puros, ou seja, não há mistura mineral (como nos gossans estudados), o que pode interferir negativamente na comparação das feições.

A anglesita é um sulfato de chumbo e um dos minerais secundários de chumbo mais comuns, porém sua assinatura espectral não apresenta feições diagnósticas.

A cerussita é um carbonato de chumbo que pode se formar através da alteração supergênica de rochas contendo sulfetos de metais-base, e é um mineral comum nesse tipo de ambiente. Uma feição característica no espectro desse mineral é a absorção em aproximadamente 800 nanômetros – não observada nas amostras de gossan estudadas.

Outro mineral bastante comum nesse tipo de ambiente é a smithsonita – um carbonato de zinco. Há um pico de reflectância em aproximadamente 500 nm, uma feição de absorção bem desenvolvida entre 800 e 900 nm, e duas feições menores porém bem definidas, em 2320 e 2360 nm. Não são observadas correspondências entre as feições da smithsonita e dos gossans estudados.

A hemimorfita é um silicato de zinco que ocorre em alguns depósitos conhecidos de metais-base. As feições diagnósticas localizam-se em aproximadamente 975, 1160, 1400 e 1940 nm (causadas por moléculas de H₂O e OH) e uma possível feição relacionada à ligação Zn-OH em 2210 nm (McConachy *et al.*, 2007). Os espectros dos gossans da área de estudo não apresentam correspondências com a assinatura espectral da hemimorfita.

A tarbutita é um fosfato de zinco também comum em ambiente supergênico relacionado a ocorrências de sulfetos de metais-base. Tem uma feição de absorção larga entre 800 e 1200 nm, feições de absorção da H₂O e OH em 1495, 1730, 1950, 1980 e 2070 nm, e em 2300 e 2370 nm, causadas pela ligação Pb-OH (McConachy *et al.*, 2015). Não foram observadas correspondências entre as feições da tarbutita e dos gossans estudados.

4.1.2. Lateritos

Assim como foi feito com os gossans, foram selecionadas duas amostras (AS-74 e GG-08) como referência dos lateritos da região (Figura 23), com feições macroscópicas e dados de litoquímica característicos desse tipo de rocha. A mineralogia identificada através da análise macroscópica consiste de quartzo, óxidos de ferro e argilominerais. A Figura 33 mostra a assinatura espectral dessas amostras de referência.

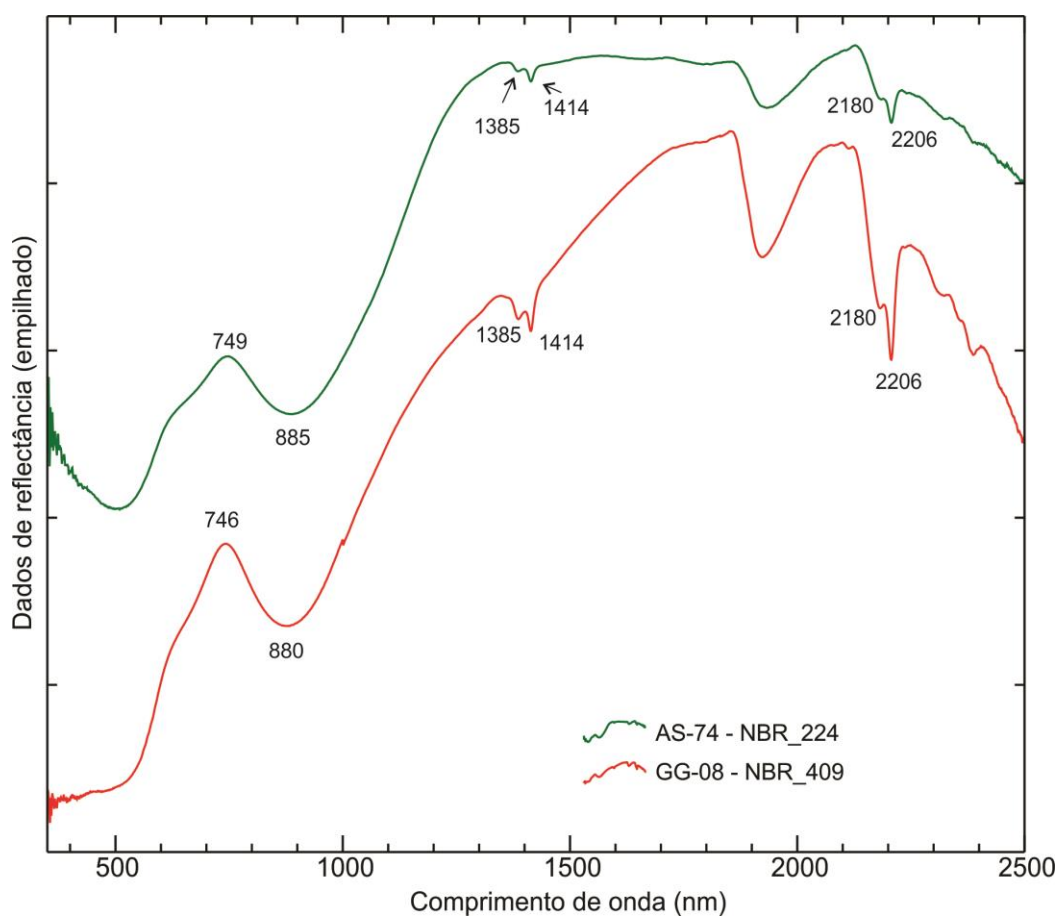


Figura 33: Assinatura espectral das amostras de referência dos lateritos da região de estudo. Os números indicados na figura representam os valores do comprimento de onda das principais feições identificadas.

Uma vez identificada a assinatura espectral das amostras de laterito de referência da região de estudo, esse dado foi utilizado na comparação com as curvas espectrais das outras amostras, e possibilitou o reconhecimento de mais duas amostras com a mesma assinatura (AS-73A e LS-49). A Figura 34 apresenta foto das duas amostras de referência (com feições macroscópicas e dados de litoquímica diagnósticos) e das duas amostras que não tem essas feições, mas foram identificadas como laterito através da ER.

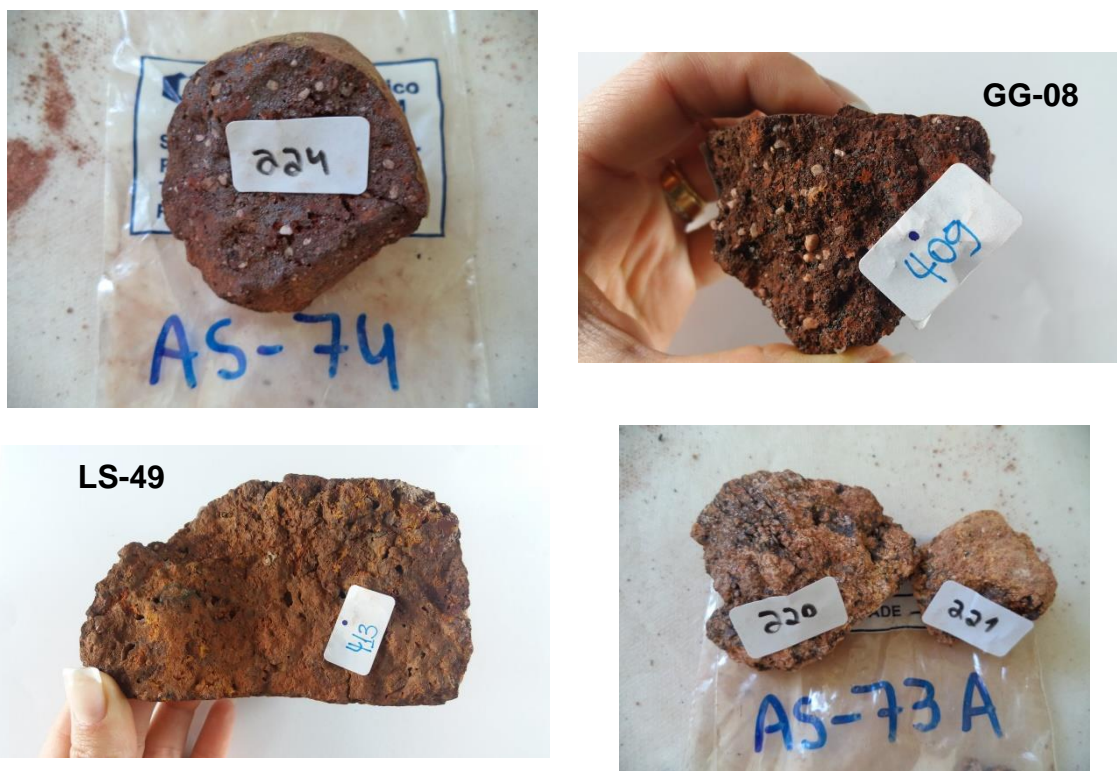


Figura 34: Amostras representativas de lateritos da região. 224=AS-74; 409=GG-08; 413=LS-49; 220=AS-73A.

A Figura 35 apresenta as assinaturas espectrais das amostras de laterito da região, e da curva espectral de referência da hematita da biblioteca espectral de Pontual *et al.* (2008). Na região do VNIR, nota-se que as amostras AS-74 e GG-08 apresentam as feições localizadas nas posições típicas da hematita (em torno de 745 e 875 nm), e que as outras duas amostras (AS-73A e LS-49) têm essas feições posicionadas em comprimentos de onda maiores (em torno de 765 e 895 nm – posições intermediárias entre as da hematita e da goethita), sugerindo que exista uma mistura desses dois minerais nessas amostras.

Podemos observar nos espectros de reflectância da Figura 35 que, na região entre 1350 e 2500 nm existe um caimento sutil nas curvas espectrais das amostras AS-74 e GG-08 (assim como na curva espectral de referência da hematita). Já as curvas espectrais das amostras AS-73A e LS-49 apresentam um caimento mais acentuado nessa região, o que é mais comum no espectro da goethita (Figura 11). Uma possível explicação para isso seria a mistura de hematita e goethita nessas duas amostras (AS-73A e LS-49). Mesmo assim, a posição das feições na região do VNIR (localizadas em valores mais altos que os típicos da hematita, porém não tão elevados quanto os da goethita) e a forma geral das curvas sugere que o principal

óxido de ferro constituinte dessas rochas seja a hematita, e secundariamente a goethita.

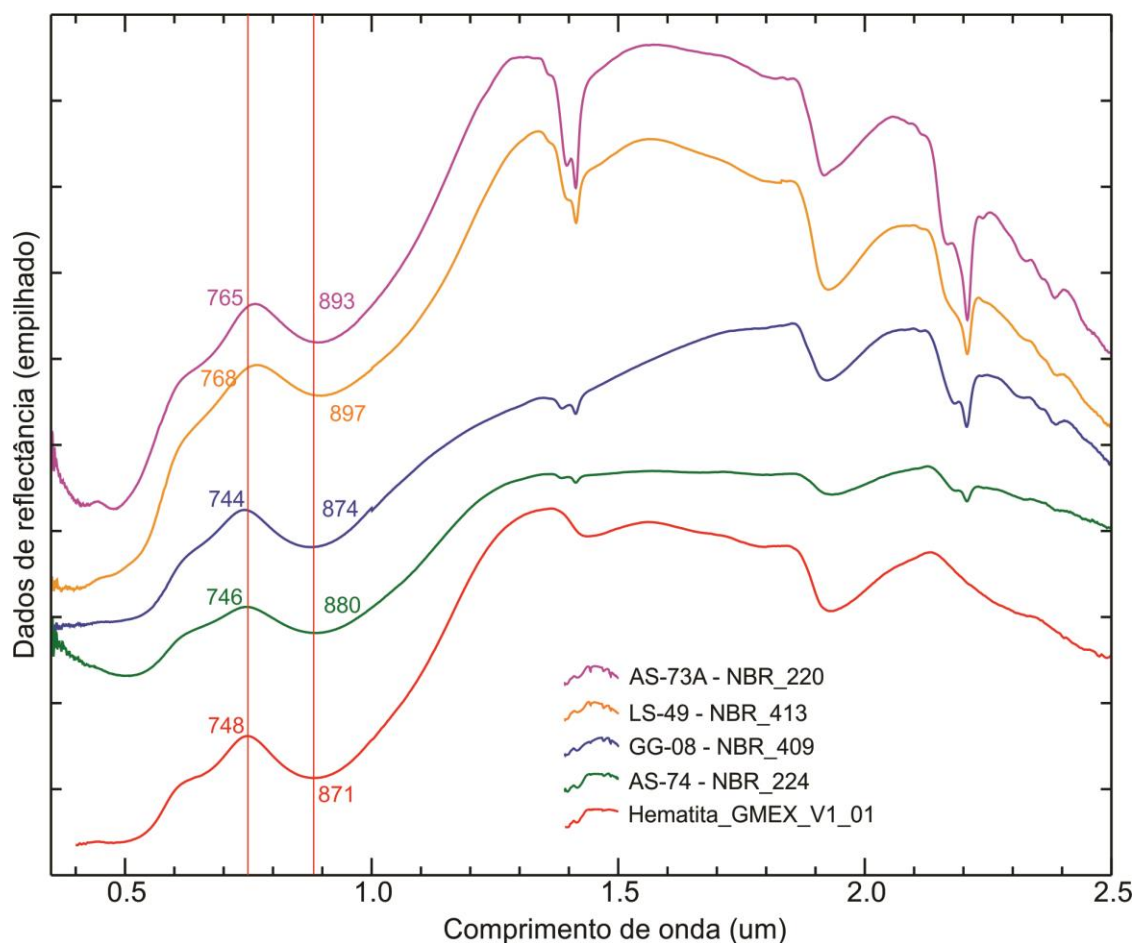


Figura 35: Assinaturas espectrais das amostras de lateritos da região e assinatura de referência da hematita da biblioteca espectral de Pontual *et al.* (2008) (em vermelho). As linhas verticais representam as posições das feições típicas da hematita na região do VNIR (748 e 871 nm), e os números coloridos indicam o valor do comprimento de onda das mesmas feições nas amostras de laterito da região de Nova Brasilândia D'Oeste.

A análise das feições espectrais na região do SWIR (1300 a 2500 nm) (Figura 36) mostra de forma clara a presença de minerais do grupo da caulinita (caulinita ou halloysita), evidenciada pelas feições duplas em torno de 1400 nm e 2200 nm. Nota-se que as amostras AS-74 e GG-08 têm as feições secundárias de 1385 nm e 2180 nm coincidentes, e as amostras AS-73A e LS-49 têm valores coincidentes para as feições de 1395 nm e 2165 nm. Observa-se também que em todas as curvas das lateritos há a presença das feições de absorção secundárias em 2310 nm, 2350 nm e 2380 nm, diagnósticas de minerais do grupo da caulinita. Também estão presentes na Figura 36 as assinaturas espectrais da caulinita e halloysita, tiradas da biblioteca

espectral da USGS (curvas espectrais Kaolinite_USGS_KGa-2 e Halloysita_USGS_NMNH 106236, respectivamente). Não há feições indicativas da presença de micas nessas rochas.

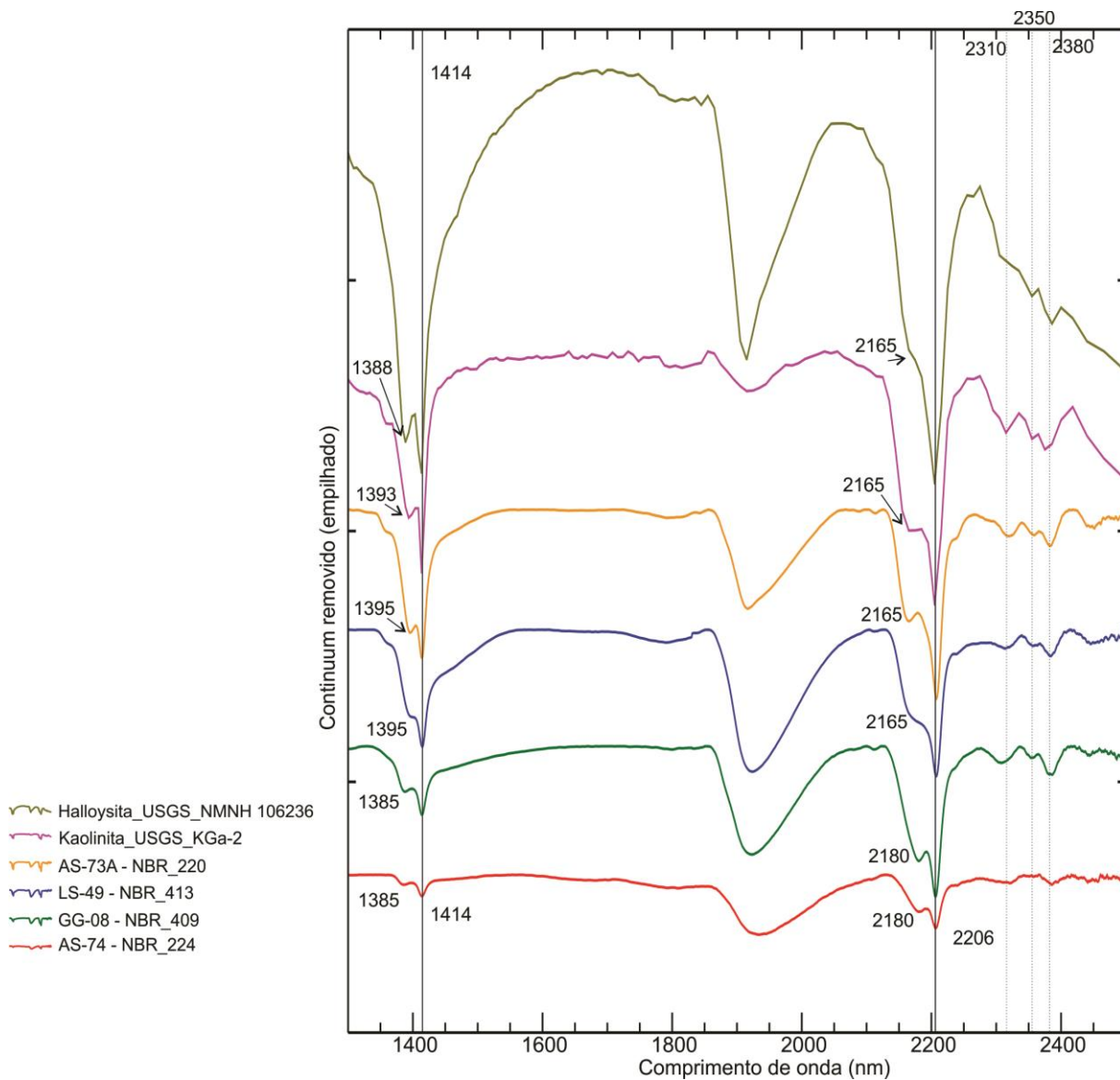


Figura 36: Feições espectrais na região do SWIR das amostras de laterito da região e espectros de referência da biblioteca espectral da USGS da caulinita e da halloysita. Os números indicados na figura mostram o valor do comprimento de onda de cada feição de absorção. Dados empilhados para facilitar a visualização, e com remoção do contínuo.

Raines *et al.* (1985) concluíram que os lateritos formadas em ambientes tropicais úmidos possuem feições espectrais bem desenvolvidas de minerais do grupo da caulinita em aproximadamente 1400 e 2200 nm, assim como pode ser observado nas amostras de laterito da região de Nova Brasilândia D'Oeste.

Dados litoquímicos levantados por Bergami e Prado (2019) mostram que as amostras aqui interpretadas como lateritos apresentam valores relativamente baixos

para os elementos Zn, Cu, Pb, As, S, e altos para Ti, Zr e Cr (Tabela 3) em comparação com os valores dos gossans para esses elementos (Tabela 2), coincidindo com o padrão observado por Blot (2004).

Tabela 3: Dados de litoquímica (extraídos de Bergami e Prado, 2019) das amostras reclassificadas como lateritos. Valores dos elementos químicos importantes na distinção entre gossans e lateritos segundo Blot (2004). Dados de abundância na crosta continental (clarke) extraídos de Lide (2005).

Amostra	Curva espectral	Zn (ppm)	Cu (ppm)	Pb (ppm)	As (ppm)	P (ppm)	S (%)	Ba (ppm)	Ni (ppm)	Ti (%)	Zr (ppm)	Cr (ppm)
AS-074	NBR_224	311.0	486.0	263.4	80.0	1152.0	0.09	161.0	0.25	0.22	138.8	139.0
GG-008	NBR_409	287.0	52.0	439.0	63.0	356.0	0.07	10.0	0.18	0.26	172.0	151.0
AS-073A	NBR_220	36.0	174.2	129.7	8.0	621.0	0.01	122.0	0.32	0.47	172.5	89.0
LS-049	NBR_413	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D	N/D
	média	211.33	237.40	277.37	50.33	709.67	0.06	97.67	0.25	0.32	161.10	126.33
	Clarke (Lide, 2005)	70	60	14	1.8	1050	0.035	425	84	0.565	165	102

4.1.3. Rochas metassedimentares intemperizadas

Além dos gossans e lateritos, foram analisadas amostras das rochas metassedimentares da Formação Migrantinópolis (paragneisses e xistos), hospedeiras das ocorrências sulfetadas de Pb-Zn.

Como detalhado no item 2.2.1.1, essas rochas apresentam mineralogia composta essencialmente por quartzo + plagioclásio + muscovita, além de biotita, clorita, granada, silimanita, cianita, epidoto como minerais varietais, e óxidos de ferro e argilominerais como secundários. A Figura 4 mostra uma seção delgada da amostra GG-54 (curva espectral NBR_064), onde foi identificada a presença de quartzo, muscovita, óxidos de ferro e argilominerais (Bergami e Prado, 2019).

Foram selecionadas duas amostras para serem usadas como referência para esse litotipo (Figura 23) (amostras AS-52-F - curva espectral NBR_049, e GG-54 - curva NBR_64), com características mineralógicas, estruturais e texturais que permitem uma classificação segura. Obteve-se a assinatura espectral dessas duas amostras (Figura 37), a qual foi comparada com as curvas espectrais do resto das amostras. Com isso foi possível identificar mais cinco amostras que apresentam o mesmo padrão espectral.

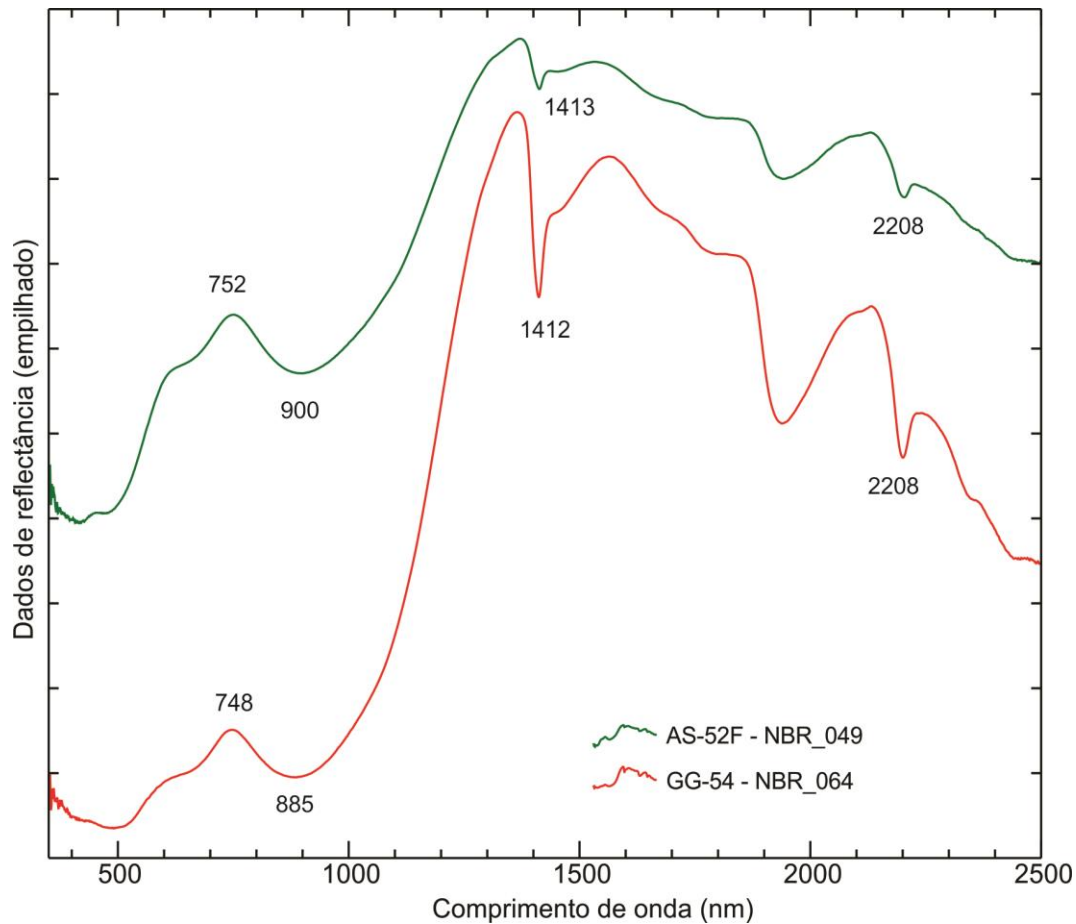
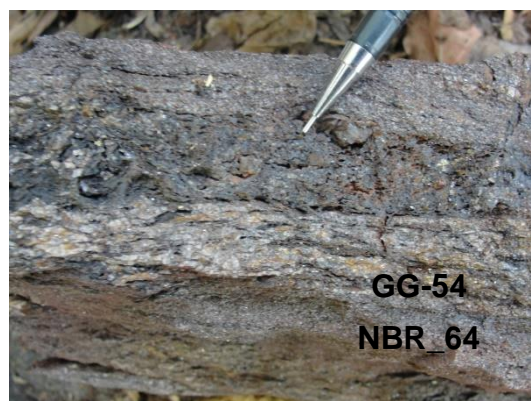


Figura 37: Assinatura espectral das duas amostras de referência das rochas metassedimentares intemperizadas. Os números indicam o valor do comprimento de onda das principais feições identificadas.

Como pode ser visto na Figura 38, geralmente elas apresentam uma estrutura foliada evidente. Interpreta-se que essas rochas representam as rochas metassedimentares da Formação Migrantinópolis, com forte alteração intempérica. É possível que parte deles tenha sofrido processos de alteração hidrotermal (sulfetação), por isso são observadas algumas texturas reliquias (por exemplo, textura *boxwork* nas amostras AS-52F e GG-54), e também a grande quantidade de óxidos de ferro.



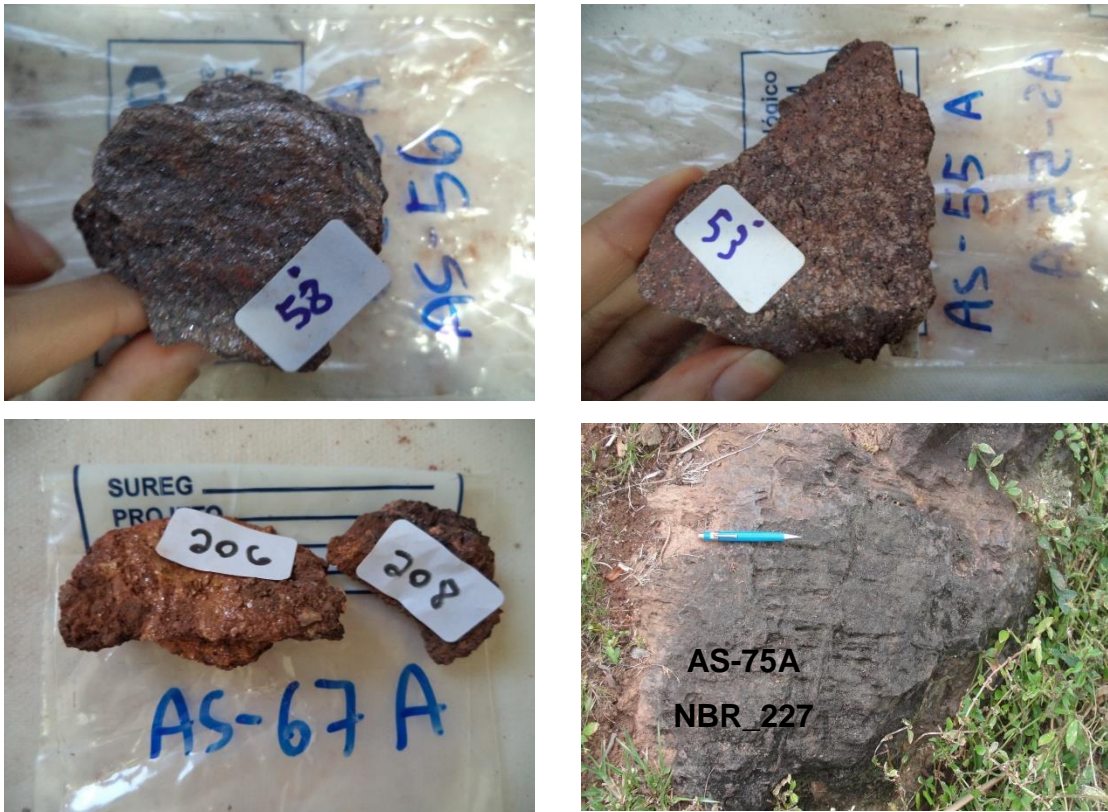


Figura 38: Fotos das amostras das rochas metassedimentares intemperizadas da Formação Migrantinópolis. Notar a estrutura foliada evidente, a intensa oxidação e a presença de cavidades *boxwork* em algumas amostras (AS-52F e GG-54).

A Figura 39 apresenta as curvas espectrais desse conjunto de rochas. Na região do VNIR, observa-se uma feição de absorção importante entre 872 nm e 902 nm, e um pico de reflexão entre 742 nm e 757 nm, que confere a coloração marrom-avermelhada a essas rochas. A posição dessas feições, juntamente com a intensidade do caimento da reflectância entre 1350 e 2500 nm, sugere que essas amostras contêm uma mistura de hematita e goethita. Algumas amostras apresentam o desnível característico da goethita, outras não. Algumas apresentam feições do VNIR nas posições clássicas da hematita, outras nas posições típicas da goethita.

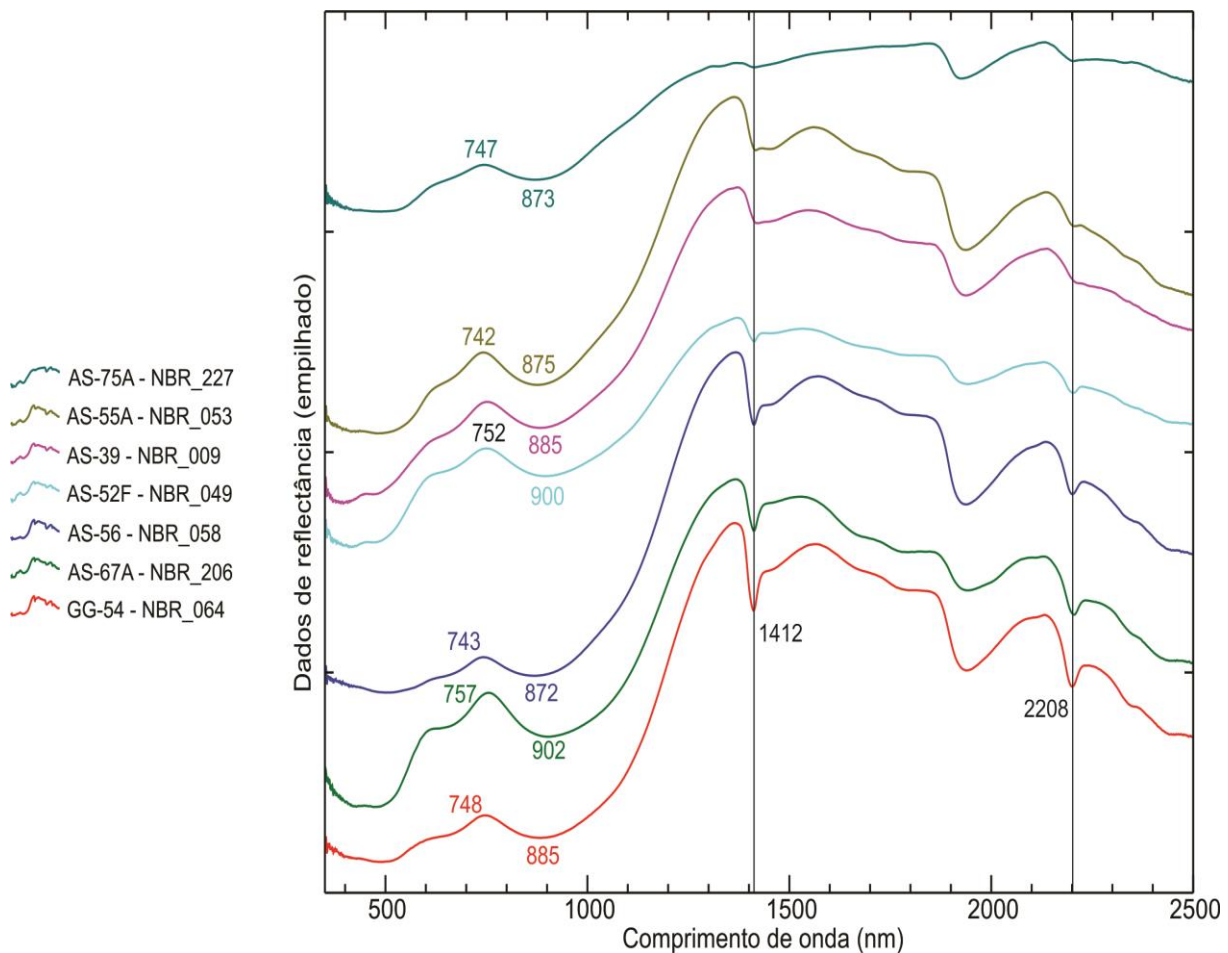


Figura 39: Assinaturas espectrais das rochas metassedimentares intemperizadas. Os números representam o valor do comprimento de onda das principais feições da região do VNIR, e as linhas verticais mostram a posição das feições do SWIR. Dados empilhados para facilitar a visualização.

Na região do SWIR (Figura 40) observa-se uma feição de absorção na faixa de 1412 nm, uma em torno de 1900 nm e outra em aproximadamente 2206 nm. A forma e a posição dessas feições sugerem a presença de muscovita nessas rochas, o que não foi observado nem nos gossans, nem nos lateritos. Na Figura 40 também é possível observar que essas amostras apresentam as feições secundárias da muscovita (2343 e 2437 nm), algumas mais intensas e outras menos.

Além de muscovita, essas amostras podem apresentar também montmorilonita, evidenciado pela forma da feição de absorção em 1413 nm – com uma inflexão sutil em aproximadamente 1458 nm – e a forma da feição de 1900 nm, com a mínima estreita e assimétrica (Figura 40).

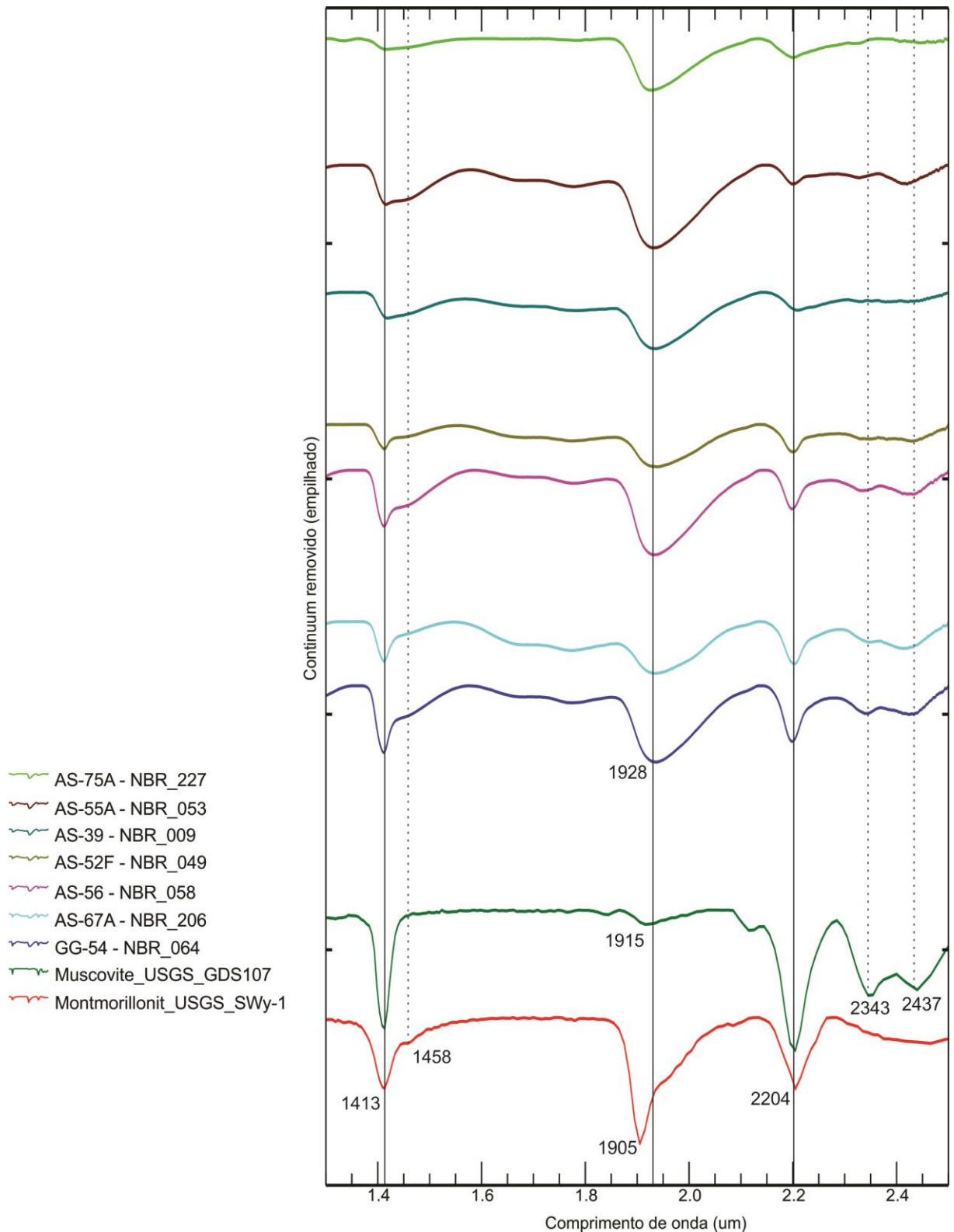


Figura 40: Detalhe das curvas espectrais na região do SWIR das amostras de rochas metassedimentares intemperizadas, e da curva de referência da muscovita da USGS (em verde) e da montmorilonita (vermelho). Os números indicam o valor do comprimento de onda das principais feições observadas.

A análise por difração de raios-X foi feita em duas dessas amostras: AS-56 (figura 41) e AS-67A (Figura 42). Os resultados mostraram a presença de quartzo, hematita, goethita e muscovita na primeira, e quartzo, goethita e muscovita na segunda. Não foram observados picos característicos de montmorilonita.

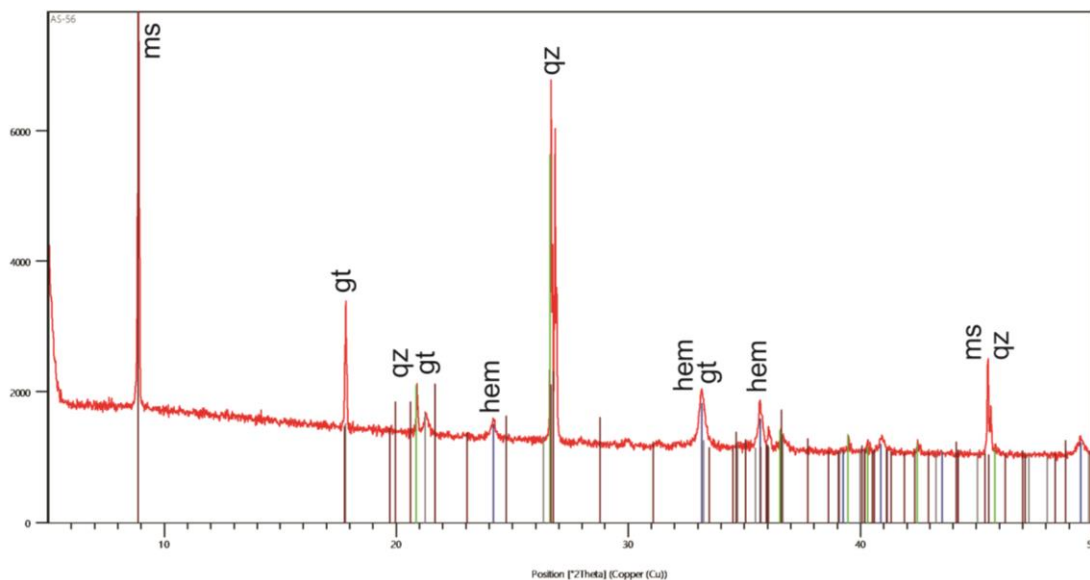


Figura 41: Difratoograma da amostra de muscovita gnaiss AS-56 (curva espectral NBR_058), cuja análise indicou a presença de hematita (hem), quartzo (qz), muscovita (ms) e goethita (gt).

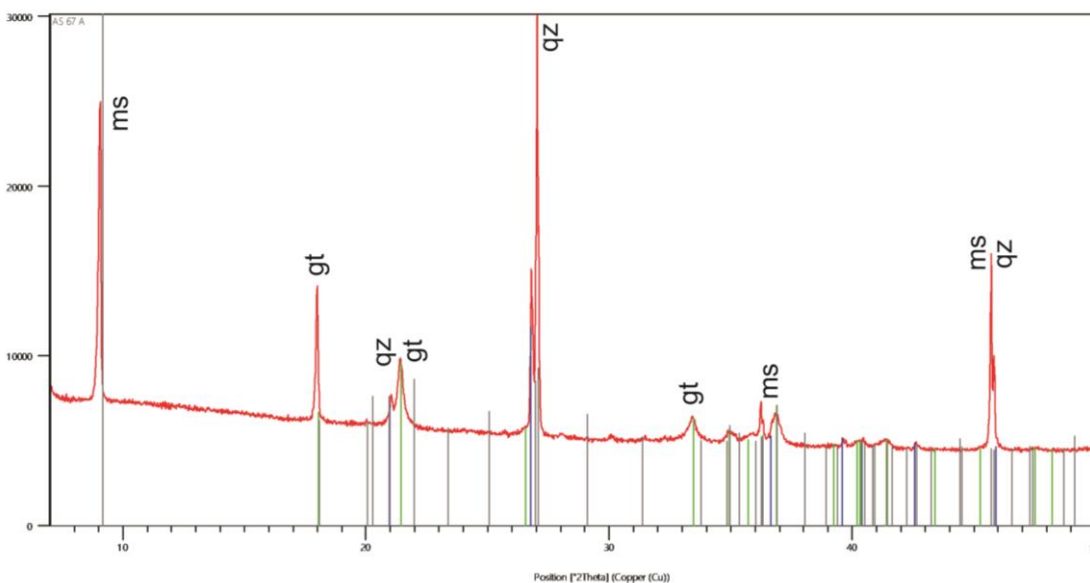


Figura 42: Difratoograma da amostra de muscovita gnaiss AS-56 (curva espectral NBR_058), cuja análise indicou a presença de hematita (hem), quartzo (qz), muscovita (ms) e goethita (gt).

5. CONCLUSÕES

Durante trabalho de mapeamento geológico na região de Nova Brasilândia D'Oeste (RO), foram identificadas cinco ocorrências de crostas gossaníferas, associadas às rochas metassedimentares da Formação Migrantinópolis (muscovita xistos e muscovita paragnaisses) (Bergami e Prado, 2019). Foram coletadas amostras dos gossans, das rochas metassedimentares intemperizadas, de crostas lateríticas, e de rochas intensamente alteradas, cuja classificação macro/microscópica não é precisa (crostas ferruginosas indiscriminadas).

Análises por espectroscopia de reflectância (ER) - nas regiões do visível e infravermelho próximo (VNIR) e do infravermelho de ondas curtas (SWIR) – foram feitas em um conjunto de 20 amostras, e complementada por análise de difração de raios-X (DRX) em algumas dessas amostras, com o objetivo de obter uma classificação litológica mais precisa, e de reconhecer e diferenciar o padrão espectral de gossans e lateritos da área de estudo. A identificação mineralógica pela espectroscopia foi feita através da comparação das feições espectrais das amostras com as feições das curvas de referência de cada mineral, disponibilizadas nas bibliotecas espectrais da USGS e do software TSG.

O trabalho foi feito com base em duas amostras de referência para cada grupo. Após a comparação da assinatura espectral dessas amostras de referência com as curvas espectrais do restante das amostras, foi possível classificar outras sete amostras como gossan, mais duas como laterito, e mais cinco como rochas metassedimentares intemperizadas.

Constatou-se pela ER e DRX que os gossans são constituídos por quartzo + goethita ± hematita, os lateritos apresentam quartzo + hematita + caulinita ± halloysita ± goethita e as rochas metassedimentares intemperizadas são compostas por quartzo + hematita + goethita + muscovita ± montmorilonita.

Gossans

Os gossans apresentam uma assinatura espectral muito semelhante às curvas da goethita de bibliotecas espectrais de referência (Pontual *et al.* (2008), USGS e do *software* TSG), com feições importantes relacionadas ao Fe³⁺ na região do VNIR. Há uma importante feição de absorção entre 900 e 930nm, que em

algumas amostras está com o valor menor (~880 nm), devido à mistura com hematita provavelmente. O pico de reflexão na região do VNIR localiza-se em torno de 755 a 765 nm para essas amostras, o que confere a coloração laranja-avermelhado à rocha, mas pode em algumas amostras estar com valores mais próximos a 750 nm, também relacionados à presença de hematita misturada à goethita.

Na região do SWIR, as curvas espectrais dos gossans apresentam um caimento pronunciado entre aproximadamente 1350 nm e 2500 nm, típicos da goethita. Apresentam também uma feição de absorção larga, simétrica e arredondada em aproximadamente 1440 nm e 1900 nm. Não foram observadas feições espectrais sugestivas da presença de minerais do grupo das micas, caulinitas ou argilominerais.

Das nove amostras identificadas como gossan, foi feita difração de Raios-X em seis delas. Todas apresentaram mineralogia composta essencialmente por quartzo e goethita. Em algumas foi verificada a presença de hematita.

A mineralogia identificada nos gossans de Nova Brasilândia D'Oeste coincide com aquela encontrada em diversos outros estudos sobre gossans (Raines *et al.*, 1985; Lima, 2003; Oliveira *et al.*, 1998; Oliveira e Oliveira, 1998; Oliveira *et al.*, 1993; Crósta, 1990; Blot, 2004; Velasco *et al.*, 2013; Percival e Williamson, 2015).

A litoquímica das amostras aqui classificadas como gossans (disponibilizadas por Bergami e Prado, 2019) mostra que essas rochas têm valores relativamente altos para determinados elementos (Zn, Cu, Pb, As, S) em comparação com os lateritos, coincidindo com os padrões observados por Blot (2004).

Apesar de jarosita e gipsita serem minerais bastante comuns em outros gossans ao redor do mundo (Oliveira *et al.*, 1993; Percival e Williamson, 2015), não foram observadas feições espectrais ou na DRX que indicassem a presença destes.

Lateritos

Os lateritos apresentam, na região do VNIR, uma importante feição de absorção entre 874 nm e 879 nm (associada ao Fe³⁺), e um pico de reflexão localizado entre 746 nm e 765 nm (que confere a cor avermelhada às rochas). Na

região do SWIR (entre 1350 nm e 2500 nm), a reflectância se mantém aproximadamente constante. Esse conjunto de feições do VNIR e SWIR indica que o principal óxido de ferro constituinte dessas rochas é a hematita, porém com contribuição subordinada de goethita em algumas amostras.

As feições duplas em aproximadamente 1400 nm e 2200 nm, e feições secundárias em 2310 nm, 2350 nm e 2380 nm, indicam a presença de minerais do grupo da caulinita. A forma, posição exata e profundidade relativa dessas feições sugerem que os minerais presentes sejam caulinita e halloysita hidratada.

Conclui-se que os lateritos da região de estudo são compostas essencialmente por quartzo + hematita + caulinita \pm halloysita \pm goethita. Essa mineralogia coincide com a mineralogia identificada por ER em lateritos no trabalho de Raines *et al.* (1985).

Rochas metassedimentares intemperizadas

As rochas metassedimentares intemperizadas apresentam, na região do VNIR, um pico de reflexão entre 742 nm e 757 nm, o que confere coloração vermelha a vermelho-alaranjado para essas rochas, e uma importante absorção entre 872 nm e 902 nm. A posição dessas feições, juntamente com a intensidade do caimento da reflectância entre 1350 nm e 2500 nm, sugere que essas amostras contêm uma mistura aproximadamente equivalente entre os óxidos de ferro hematita e goethita.

Na região do SWIR observa-se a presença de feições indicativas de muscovita (forma e posição da feição em 1413 nm e em 2206 nm, e feições secundárias em 2343 e 2437 nm). Também há feições indicativas da presença de montmorilonita, evidenciado pela forma da feição de 1413 nm, com uma sutil inflexão em 1458 nm, e pela forma da feição de 1900 nm, com mínima estreita e assimétrica.

A análise por difração de raios-X foi feita em duas dessas amostras. Os resultados mostraram a presença de quartzo, hematita, goethita e muscovita.

Conclui-se então que as rochas metassedimentares intemperizadas são compostas essencialmente por quartzo + hematita + goethita + muscovita \pm

montmorilonita. Essa mineralogia confere com aquela observada nas seções delgadas dessas rochas (Bergami e Prado, 2019).

Considerações Gerais

A espectroscopia de reflectância se mostrou uma técnica útil para a identificação dos principais minerais que ocorrem nessas rochas, permitindo uma classificação litológica precisa dentre gossans, lateritos e rochas metassedimentares intemperizadas, e favorecendo assim o reconhecimento e descoberta de novas ocorrências de gossans e mineralizações polimetálicas associadas.

A técnica pode ser aplicada em campo, através de análise *in situ*, com um espectrorradiômetro portátil, sem que seja necessária coleta nem preparação de amostra (pode ser feito direto no afloramento). A DRX pode ser usada como complemento, para validar os resultados obtidos pela ER, porém é uma técnica mais trabalhosa e que demanda maior tempo, por serem necessárias coleta e preparação adequada das amostras.

Os gossans estudados apresentam uma assinatura espectral muito semelhante à da goethita (com alguma mistura de hematita), e não têm feições indicativas de outros minerais na região do SWIR. Os lateritos apresentam a curva espectral mais semelhante ao espectro da hematita, além de feições importantes na região do SWIR, indicativas da presença de caulinita e halloysita. As rochas metassedimentares intemperizadas apresentam uma assinatura espectral com feições indicativas de mistura de goethita e hematita, além de feições na região do SWIR que mostram a presença de muscovita, e montmorilonita subordinada.

As diferenças mineralógicas identificadas através da espectroscopia de reflectância e difração de raios-X dentre amostras de gossans, lateritos e rochas metassedimentares intemperizadas são claras e objetivas, e podem ser utilizadas como guia prospectivo na busca por mineralizações de Pb-Zn, através do mapeamento de gossans no contexto geológico e climático da região de estudo (centro-sul do estado de Rondônia).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Angélica, R. S., 1996, Mineralogia e geoquímica de gossans e lateritos auríferos na região de Carajás: depósitos de Igarapé Bahia e Águas Claras. [Tese de Doutorado]: Belém, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, 138 p.
- Bahia, R. B. C., Silva, C. R. da (Org.), 1998. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha Rio Pardo SC.20-Z-C-VI. Estado de Rondônia: CPRM, Escala 1:100.000.
- Bergami, G. N., Prado, E. M. G. (Org.), 2019, Áreas de Relevante Interesse Mineral: evolução crustal e metalogenia da Faixa Nova Brasilândia, Escala 1:100.000, Estado de Rondônia: Porto Velho, CPRM, 187 p.
- Blot, A., 2004, Caractérisation des chapeux de ferren milieu latéritique cuirassé: Comptes Rendus Geoscience, v. 366, no. 16, p. 1473-1480.
- Boger S. D., Raetz, M., Giles, D., Etchart, E., Fanning, C. M., 2005. U-Pb age data from the Sunsas region of Eastern Bolivia: evidence for the allochthonous origin of the Paragua Block: Precambrian Research, v. 139, p. 121-146.
- Clark, R. N., 1999. Spectroscopy of rocks and minerals and principles of spectroscopy, *in* Rencz, A. N., org, Remote Sensing for Earth Sciences: Manual of Remote Sensing, 3a edição, Vol. 3: Nova Iorque, John Wiley and Sons, p.3-58.
- Clark, R. N., Roush, T. L., 1984. Reflectance spectroscopy-quantitative analysis techniques for remote-sensing applications: Journal of Geophysical Research, v. 89, p. 6329-6340.
- Clark, R. N., Swayze, G. A., Gallagher, A., King, T. V. V., and Calvin, W. M., 1993, The U. S. Geological Survey Digital Spectral Library: Version 1: 0.2 to 3.0 mm: U. S. Geological Survey, Open File Report 93-592, p. 1340.
- Clearfield, A., Reibenspies, J., Bhuvanesh, N., 2008. Principles and Applications of Powder Diffraction: John Wiley and Sons, p. 386.

- Crosta, A. P., 1990. Mapping of residual soils by remote sensing for mineral exploration in SW Minas Gerais state, Brazil. [Tese de Doutorado]: Londres, Imperial College of Science, Technology and Medicine, Centre for Remote Sensing, p. 453.
- Gobbo, L. A., 2003. Os compostos do clínquer Portland: sua caracterização por difração de raios-X e quantificação por refinamento de Rietveld. [Dissertação de Mestrado]: São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, p. 157.
- Hunt, G.R., Ashley, R.P., 1979. Spectra of altered rocks in the visible and near-infrared: *Economic Geology*, v.74, p. 1613–1629.
- Iza, E. R. H. F., 2017. Coberturas lateríticas do SW do cráton amazônico: aspectos geofísicos e geoquímicos. [Tese de Doutorado]: Brasília, Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, p. 73.
- Jambor, J. L., 2003. Mine-waste mineralogy and mineralogical perspectives of acid–base accounting, *in* Jambor, J.L., Blowes, D.W., Ritchie, A.I.M., eds, *Environmental Aspects of Mine Wastes: Mineralogical Association of Canada, Short Course 31*, p. 117–145.
- Lapidus, D. F., 1987. *Collins Dictionary of Geology*: Londres, Collins, p. 576.
- Lide, D. R., 2005. *Handbook of Chemistry and Physics*: Boca Raton Florida, CRC Press, p. 2660.
- Lima, V. S. 2003. Assinaturas espectrais de gossans associados à mineralizações de Pb-Zn-Ba na Bacia de Irecê (BA): um estudo baseado em dados dos sensores TM e ASTER. [Dissertação de mestrado]: Campinas, Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências, p. 154.
- Litherland, M. *et al.*, 1986. The geology and mineral resources of the Bolivian Precambrian Shield: British Geological Survey, no. RP09.
- Litherland M., Bloomfield, K., 1981. The Proterozoic history of eastern Bolivia: *Precambrian Research*, v. 15, no. 2, p. 157-179.

- McConachy, T. F.; Yang, K.; Boni, M.; Evans, N. J., 2007. Spectral Reflectance: preliminar data on a new technique with potential for non-sulfide base-metal exploration: *Geochemistry Exploration Environment Analysis*, v. 7, no. 2, p. 139-151.
- Moon, C. J., Whateley, M. K. G., Evans, A. M., 2006. (Orgs.). *Introduction to Mineral Exploration*: Oxford, Blackwell Publishing. 2ª edição, p. 481.
- Oliveira, N. M., Oliveira, S. M. B., 1998, Oxidação do minério sulfetado e formação de gossans auríferos na região de São Bartolomeu (GO): *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, no. 3, p. 411-420.
- Oliveira, S. M. B., Imbernon, R. A. L., Blot, A., Magat, P., 1998, Mineralogia, geoquímica e origem dos gossans desenvolvidos sobre o minério sulfetado de Ni-Cu do depósito de O'Toole, Minas Gerais, Brasil: *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, no. 3, p. 303-312.
- Oliveira, S. M. B., Magat, P., Blot, A., 1993. O gossan de Irece-Lapao (BA): *Geochimica Brasiliensis* (Rio de Janeiro), v. 7, no. 2, p. 131-149.
- Pecharsky, V. K., Zavalij, P. Y., 2008. *Fundamentals of Powder Diffraction and Structural Characterization of Materials*, 2a edição: Springer US, p. 744.
- Percival, J. B.; Williamson, M. C., 2016. Mineralogy and spectral signature of reactive gossans, Victoria Island, NT, Canada: *Applied Clay Science*, v. 119, p. 431-440.
- Pinto Filho, F.P., Freitas, A.F. de, Melo, C.F., Romanini, S.J., 1977. Projeto Sudeste de Rondônia. Relatório Final. Porto Velho: CPRM, 1977. v. 4 (Convenio DNPM/CPRM).
- Pontual S., Merry N., Gamson P., 2008. G-MEX—Spectral Analysis Guides for Mineral Exploration—Spectral Interpretation Field Manual: Victoria, AusSpecInternational Pty, v. 1, p. 189.
- Raines G. L., McGee, L. G., Sutley, S. J., 1985. Near-infrared spectra of West Shasta gossans compared with true and false gossans from Australia and Saudi Arabia: *Economic Geology*, v. 80, no. 8, p. 2230-2239.

- Ramakrishnam, D., Nithya, M., Singh, K. D., Rishikesh, B., 2013. A field technique for rapid lithological discrimination and ore mineral identification: results from Mamandur Polymetal Deposit, India: *Journal of Earth System Science*, v. 122, no. 1, p. 93-106.
- Rizzotto, G. J., 1999. *Petrologia e ambiente geotectônico do Grupo Nova Brasilândia-RO*. [Dissertação de mestrado] - Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, p. 137.
- Rizzotto, G. J., Hartmann, L. A., Santos, J. O.S., Mcnaughton, N. J., 2014. Tectonic evolution of the southern margin of the Amazonian craton in the late Mesoproterozoic based on field relationships and zircon U-Pb geochronology: *Anais da Academia Brasileira de Ciências (Impresso)*, v. 86, p. 57-84.
- Robb, L. J., 2005. *Introduction to ore-forming processes*: Oxford, Blackwell, p. 373.
- Ruiz, A. S. 2005. *Evolução Geológica do Sudoeste do Cráton Amazônico, Região Limítrofe Brasil-Bolívia-Mato Grosso*. [Tese de Doutorado]: Rio Claro, São Paulo, Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, p. 260.
- Saes, G. S., Fragoso Cesar, A. R. S., 1994. The Aguapeí basin: A Grenville age aulacogen of the Sunsas orogen: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 38^o, Camboriu, SC, Boletim de Resumos, p. 207-209.
- Scandolara, J., E., 2006. *Geologia e Evolução do Terreno Jamari, Embasamento da Faixa Sunsás-Aguapeí, Centro-leste de Rondônia, Sudoeste do Cráton Amazônico*. [Tese de doutorado]: Brasília, Universidade de Brasília, p. 462.
- Scandolara, J.E., Rizzotto, G.J. (Orgs.) 1998. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha Paulo Saldanha SC.20-Z-C-V, Estado de Rondônia*: CPRM. Escala 1:100.000.
- Silva, C. R. da, Bahia, R. B. C., Silva, L. C. da, 1992. *Geologia da Região de Rolim de Moura – Sudoeste de Rondônia*: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 37^o, São Paulo, SP, Boletim de Resumos Expandidos, v. 2, p. 152- 153.

- Tardy, Y. 1997. Petrology of laterites and tropical soils. Rotterdam, A. A. Balkema, p. 419.
- Tassinari, C. C. G., Macambira, M., 1999. Geochronological provinces of the Amazonian craton. *Episodes*, v. 22, no. 3, p. 174-181.
- Tassinari, C. C. G., Macambira, M., 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico, *in* V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C. D. R. Carneiro, B.B. Brito-Neves, org, *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*: São Paulo, Beca, p. 471–486.
- Taylor, G., Eggleton, R. A., 2001. *Regolith Geology and Geomorphology*: Chichester, JohnWiley & Sons Ltd., p. 375.
- Tohver, E., Teixeira, W., Van Der Pluijm, B., Geraldes, M., Bettencourt, J. S., Rizzotto, G. J., 2006. Restored transect across the exhumed Grenville orogen of Laurentia and Amazonia, with implications for crustal architecture: *Geology*, v. 34, no. 8, p. 669-672.
- Townsend, T. E., 1987. Discrimination of iron alteration minerals in visible and near-infrared reflectance data: *Journal of Geophysical Research*, v. 92, p. 1441-1454.
- Van der Meer F., De Jong, S., org, 2006. *Imaging spectrometry: Basic principles and prospective applications*: Springer Netherlands, 451p.
- Velasco, F., Herrero, J. M., Suárez, S., Yusta, I., Alvaro, A., Tornos, F., 2013. Supergene features and evolution of gossans capping massive sulfides deposits in Iberian Pyrite Belt: *Ore Geology Reviews*, v. 53, p. 181-203.
- Yardley, B. W. D., 2004. *Introdução a petrologia metamórfica*: Brasília, Editora UNB, 2º ed., p. 434.

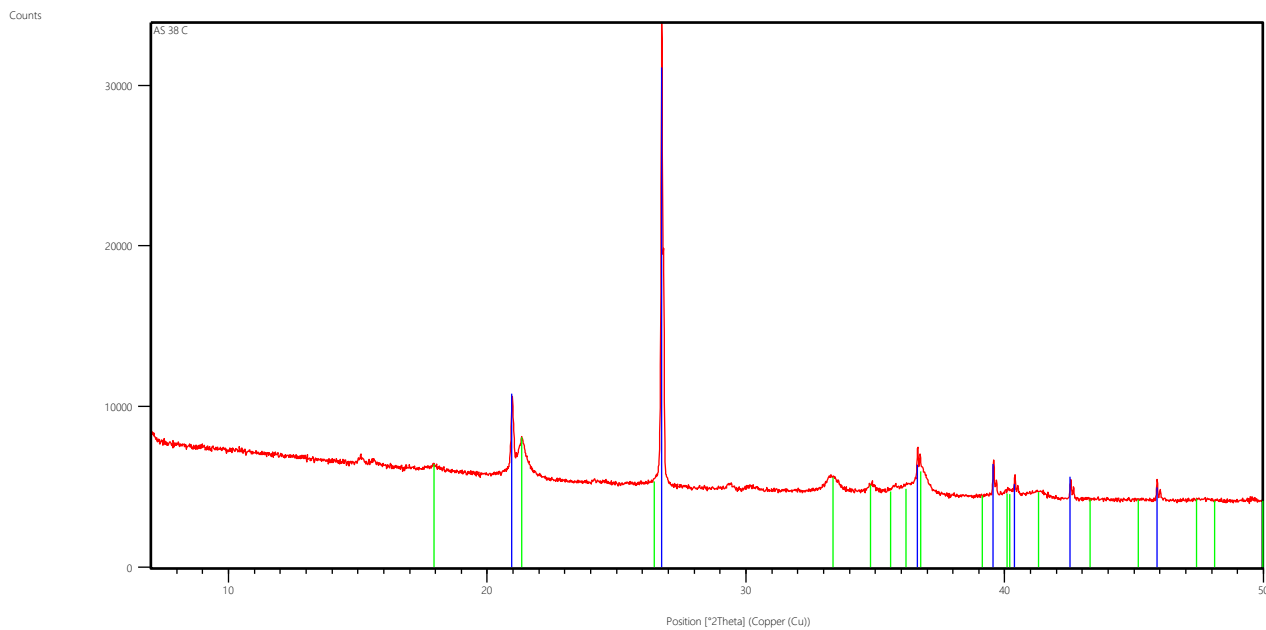
APÊNDICE – Difratomogramas de raio-x

Amostra: AS 38 C

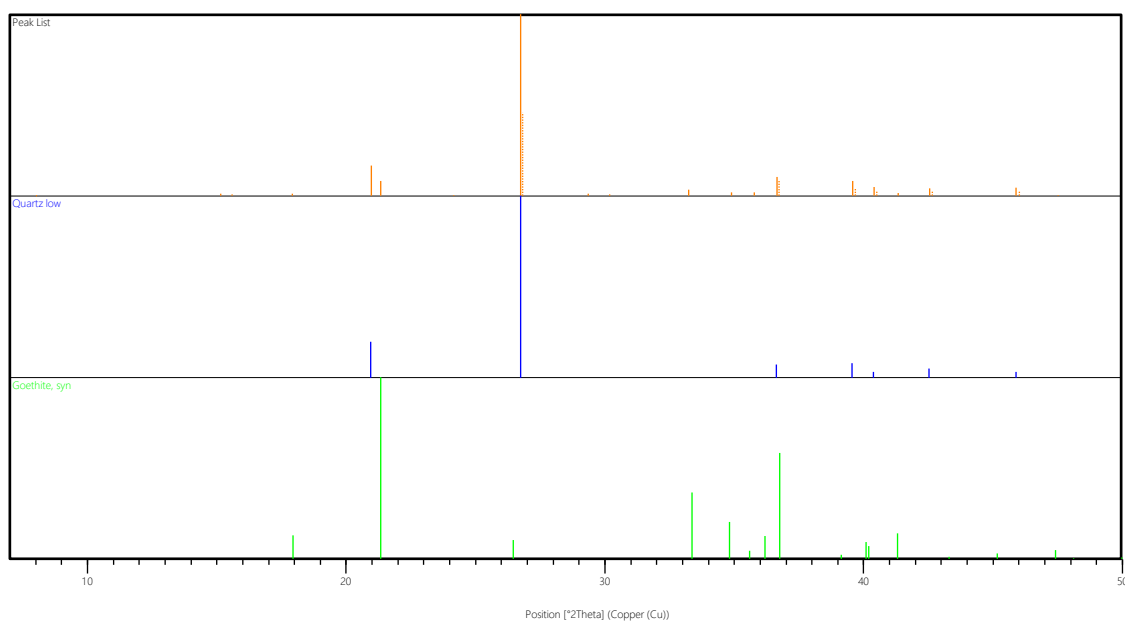
Litotipo: Gossan

Ref. Code	Mineral Name	Chemical Formula	Visible
98-004-7043	Quartz low	O2 Si1	*
01-081-0463	Goethite, syn	Fe O (O H)	*

Difratograma de Raios X



Fases identificadas

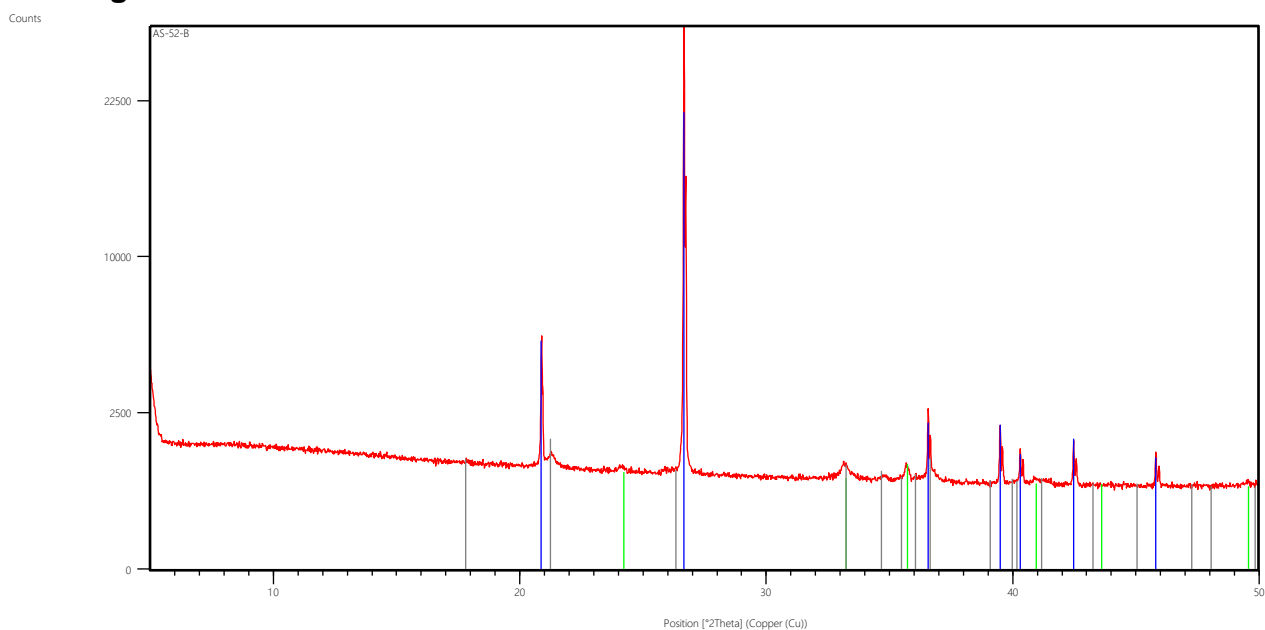


Amostra: AS 52 B

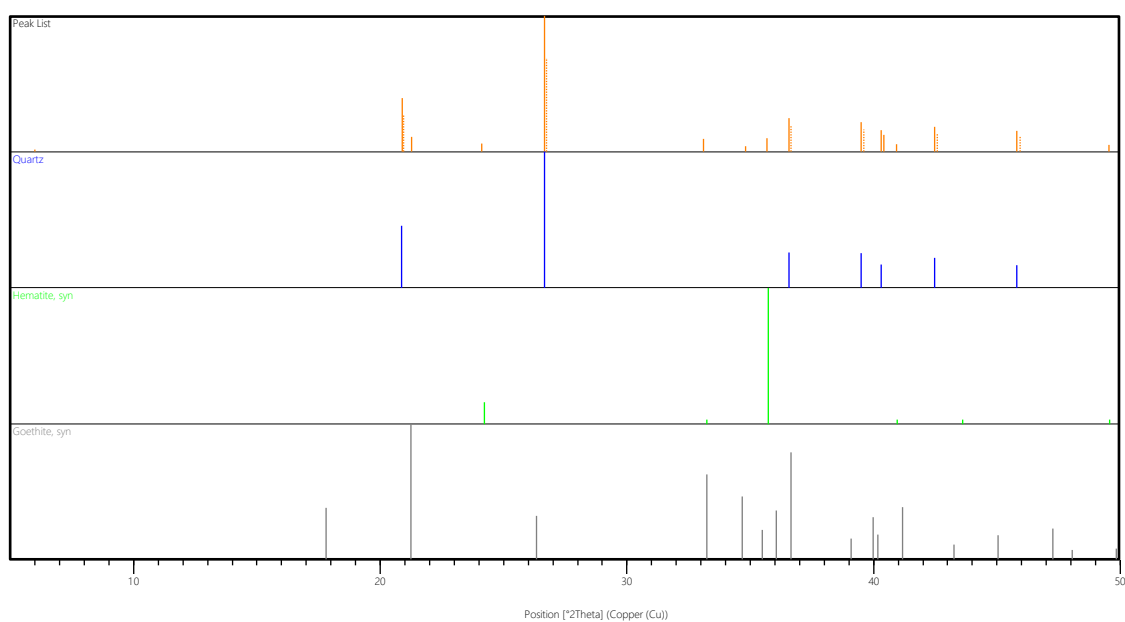
Litotipo: Gossan

Ref. Code	Mineral Name	Chemical Formula	Visible
01-079-1910	Quartz	Si O ₂	*
01-073-0603	Hematite, syn	Fe ₂ O ₃	*
01-081-0464	Goethite, syn	Fe O (O H)	*

Difratograma de Raios X



Fases identificadas

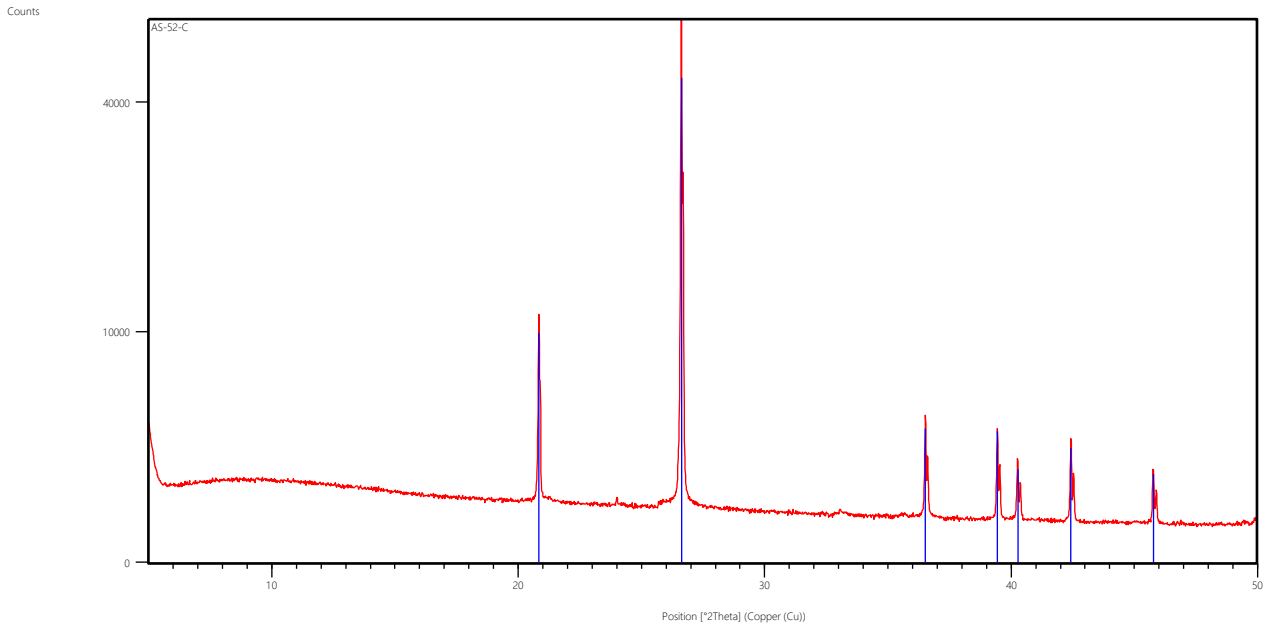


Amostra: AS 52 C

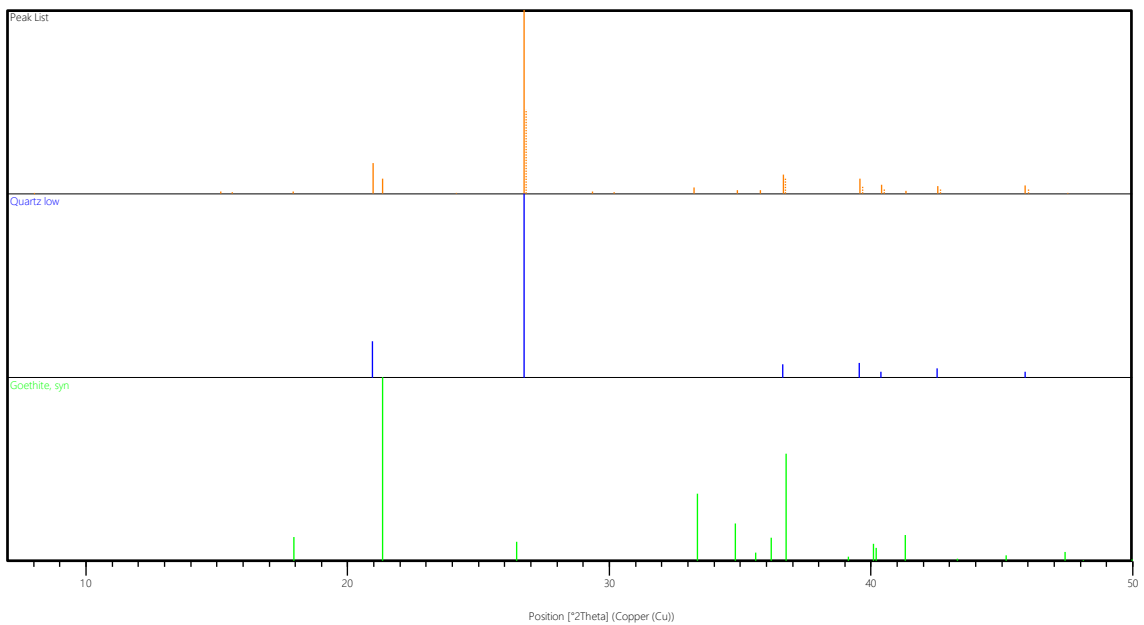
Litotipo: Gossan

Ref. Code	Mineral Name	Chemical Formula	Visible
01-081-0464	Goethite, syn	Fe O (O H)	*
01-079-1910	Quartz	Si O ₂	*

Difratograma de Raios X



Fases identificadas

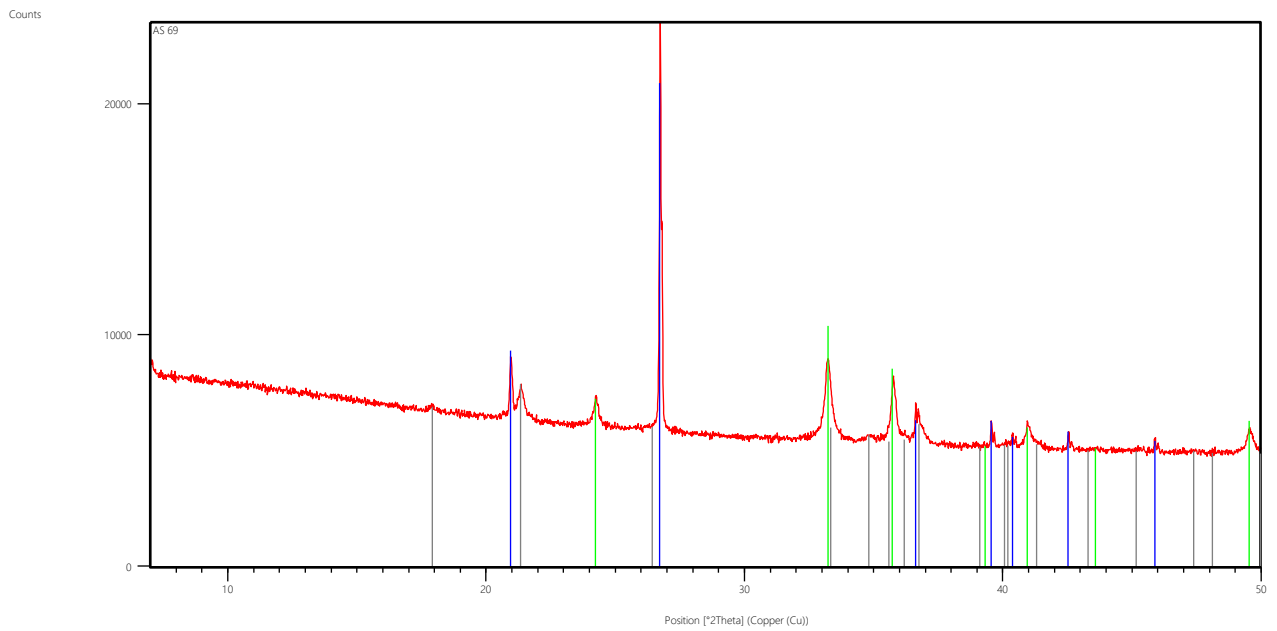


Amostra: AS 69

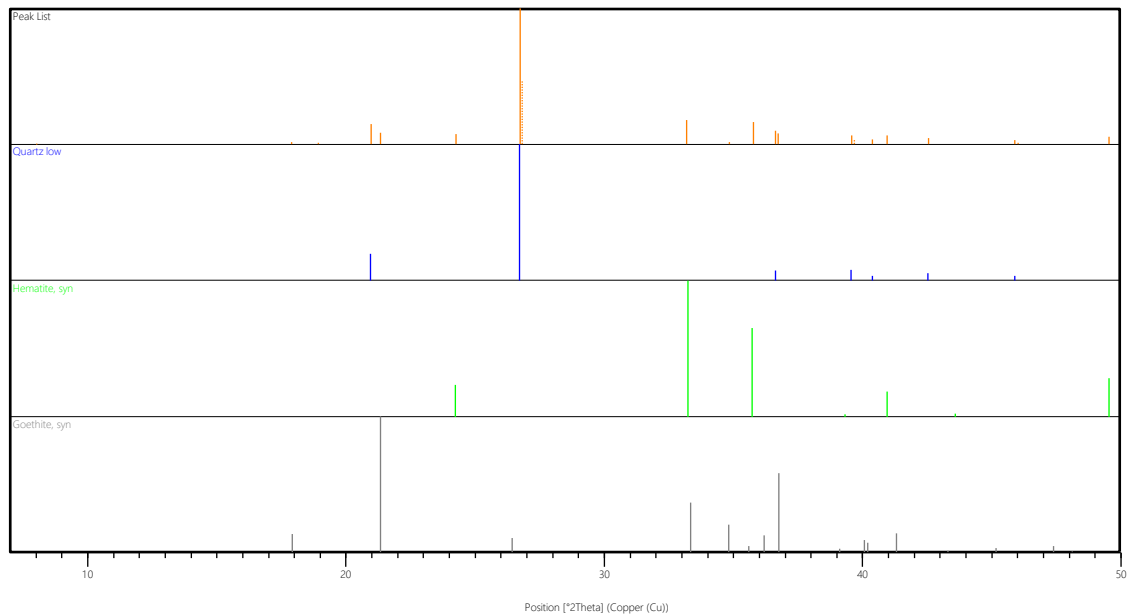
Litotipo: Gossan

Ref. Code	Mineral Name	Chemical Formula	Visible
98-004-7043	Quartz low	O2 Si1	*
01-089-0596	Hematite, syn	Fe2 O3	*
01-081-0463	Goethite, syn	Fe O (O H)	*

Difratograma de Raios X



Fases identificadas

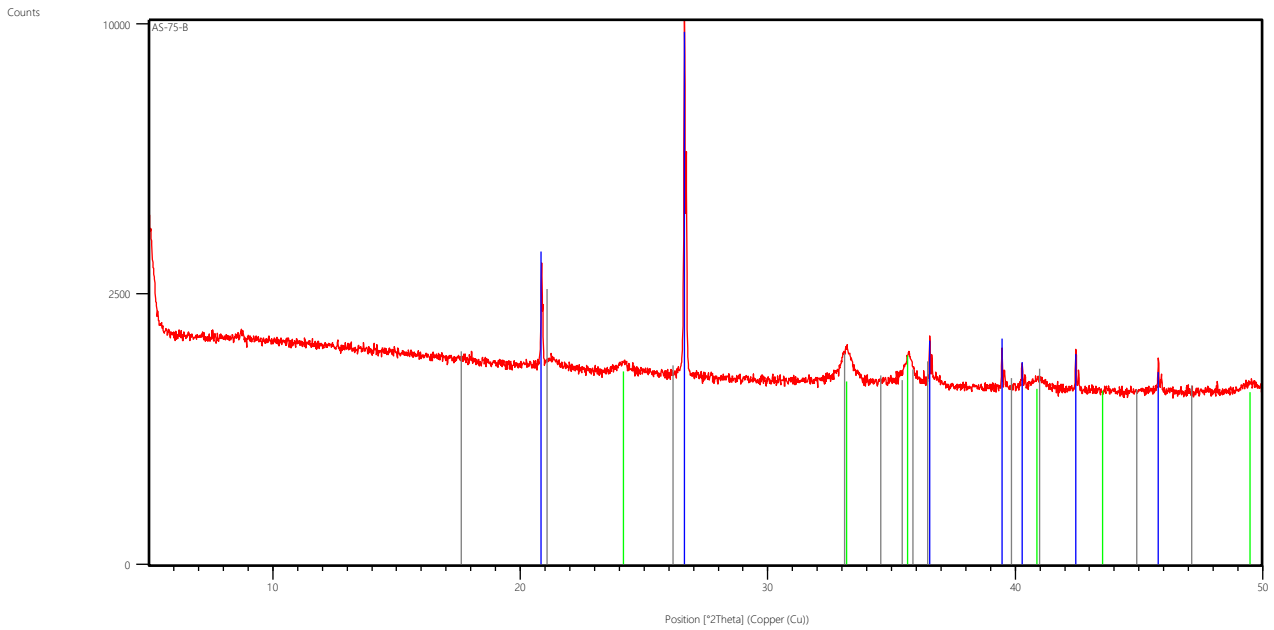


Amostra: AS 75 B

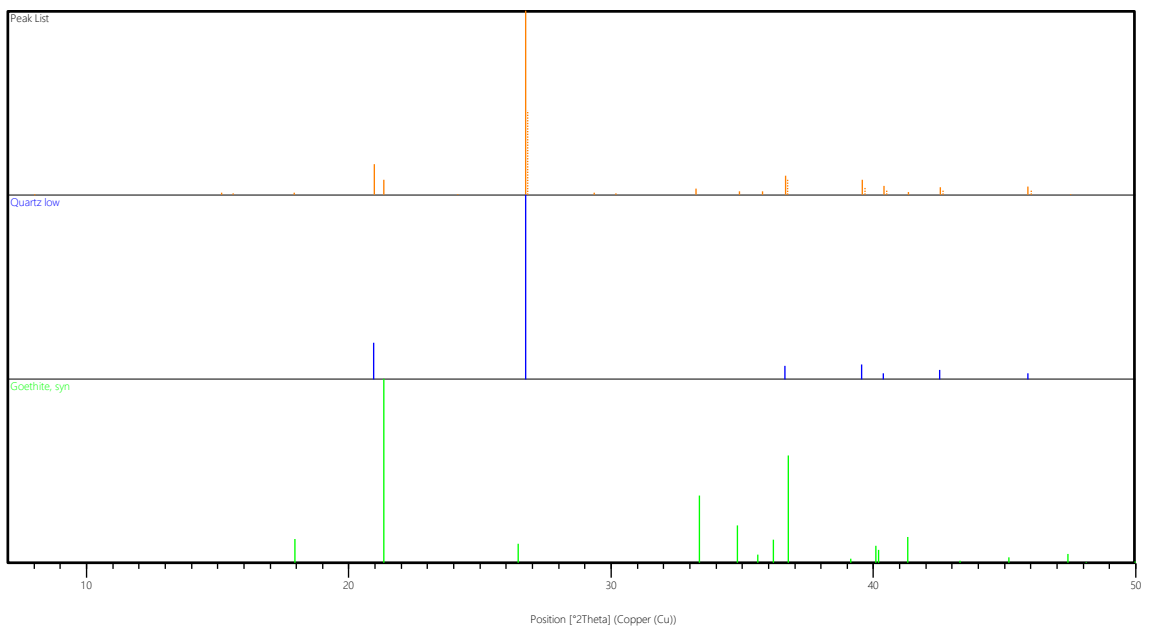
Litotipo: Gossan

Ref. Code	Mineral Name	Chemical Formula	Visible
01-086-2237	Quartz low	Si O ₂	*
00-017-0536	Goethite	Fe +3 O (O H)	*

Difratograma de Raios X



Fases identificadas

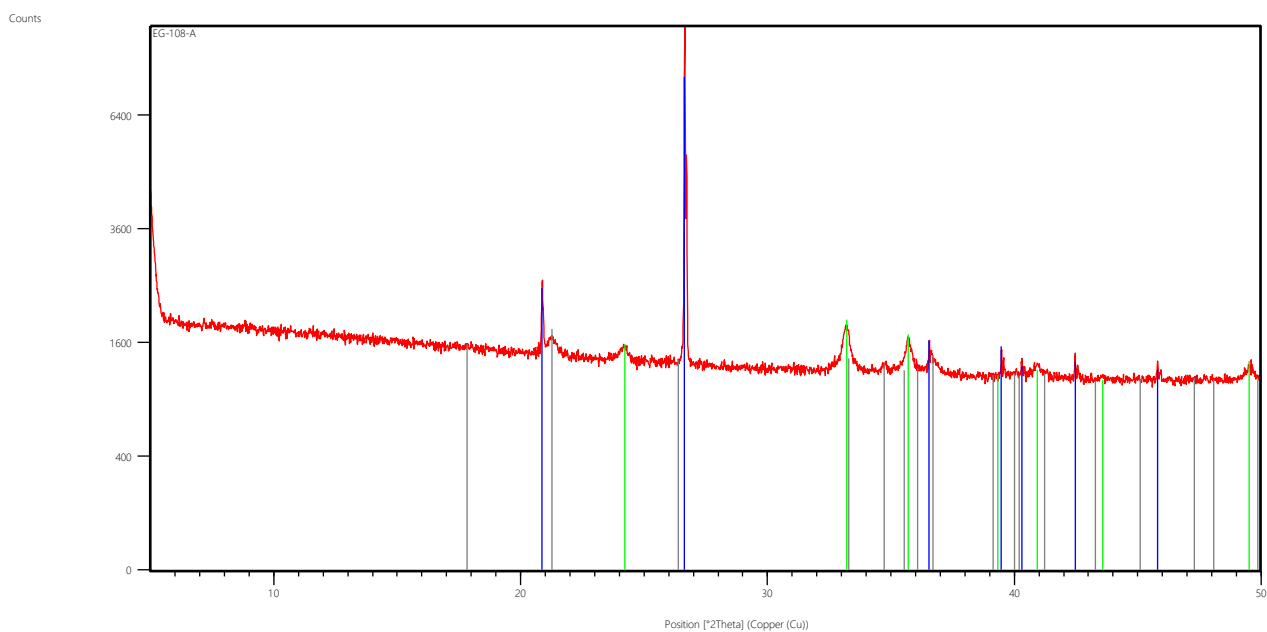


Amostra: EG 108 A

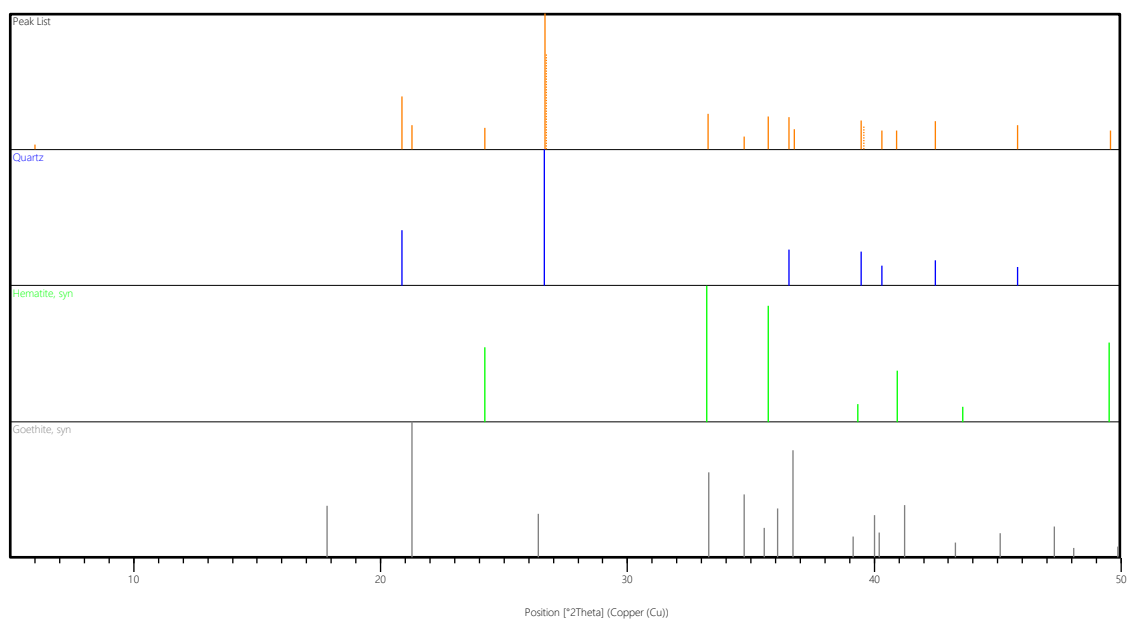
Litotipo: Gossan

Ref. Code	Mineral Name	Chemical Formula	Visible
01-085-0796	Quartz	Si O ₂	*
01-089-0597	Hematite, syn	Fe ₂ O ₃	*
01-081-0464	Goethite, syn	Fe O (O H)	*

Difratograma de Raios X



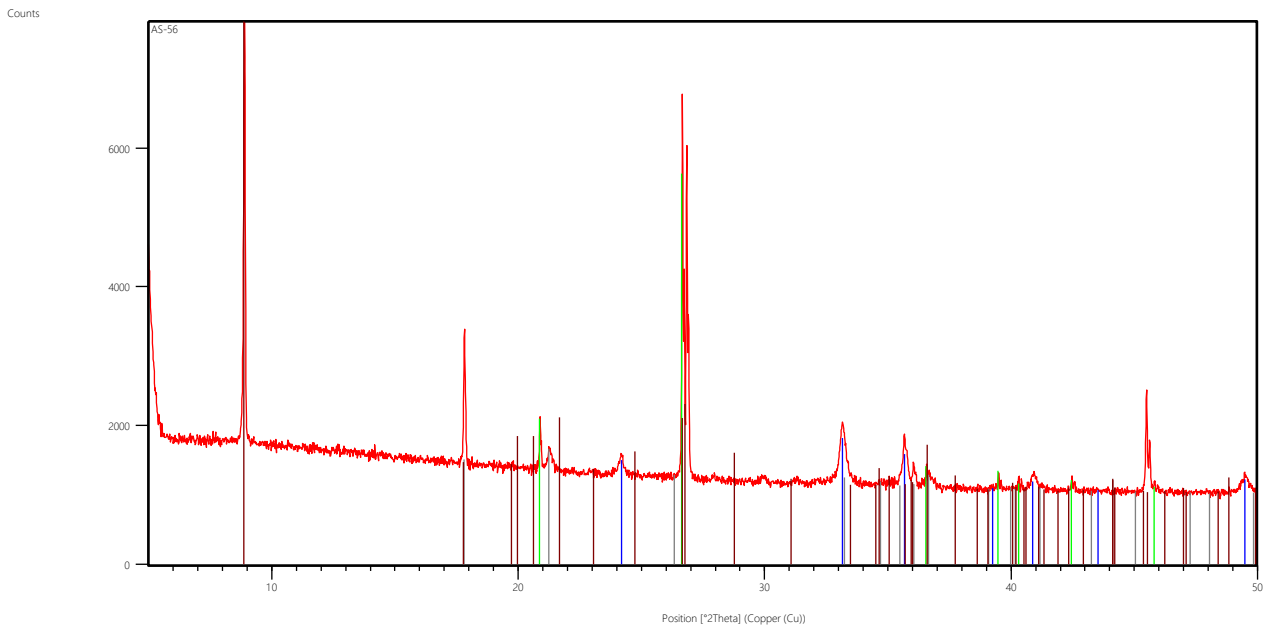
Fases identificadas



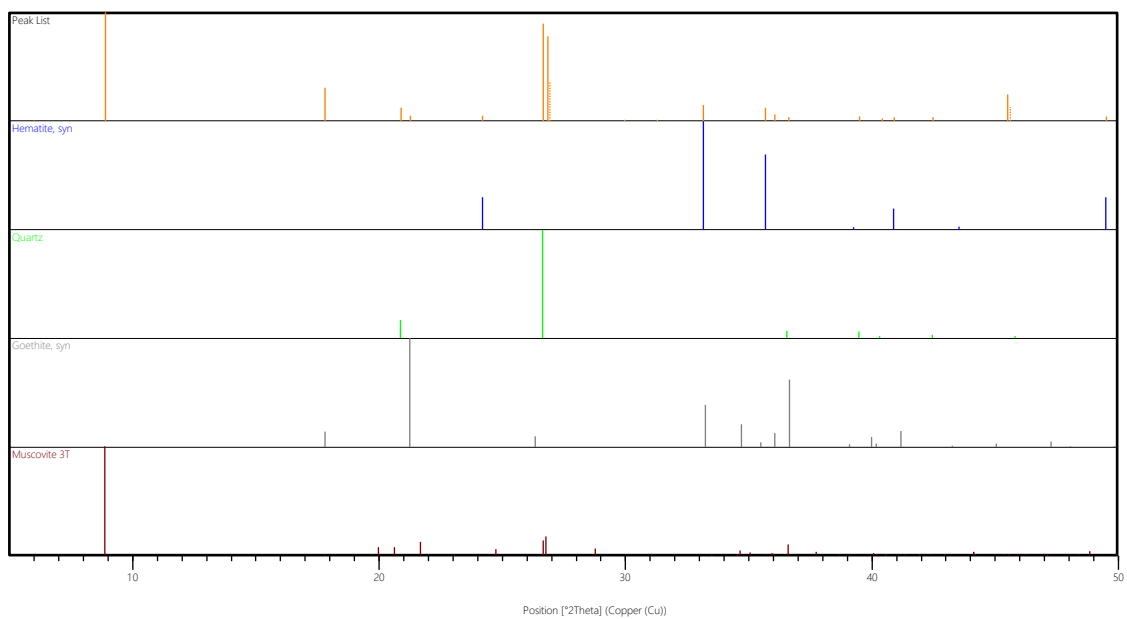
Amostra: AS 56
Litotipo: Paragnaisse oxidado

Ref. Code	Mineral Name	Chemical Formula	Visible
01-089-0598	Hematite, syn	Fe ₂ O ₃	*
01-085-0796	Quartz	Si O ₂	*
01-081-0464	Goethite, syn	Fe O (O H)	*
98-000-5507	Muscovite 3T	H ₂ Al ₃ K ₁ O ₁₂ Si ₃	*

Difratograma de Raios X



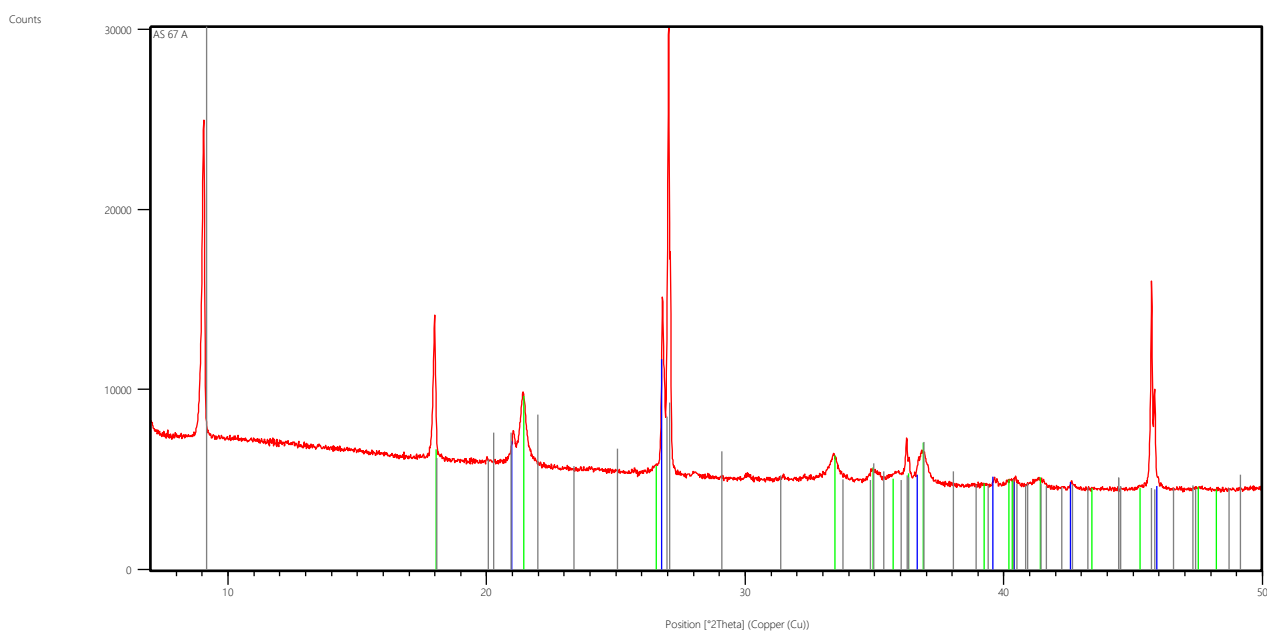
Fases identificadas



Amostra: AS 67 A
Litotipo: Paragnaisse oxidado

Ref. Code	Mineral Name	Chemical Formula	Visible
98-004-7043	Quartz low	O2 Si1	*
01-081-0463	Goethite, syn	Fe O (O H)	*
98-000-5507	Muscovite 3T	H2 Al3 K1 O12 Si3	*

Difratograma de Raios X



Fases identificadas

