



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

NAYARA MOREIRA DE MESQUITA

**INTEGRAÇÃO DE DADOS GEOLÓGICOS, GEOFÍSICOS E DE
ESPECTROSCOPIA DE REFLETÂNCIA NA ÁREA DA MINA BONFIM (RN):
Implicação à exploração de skarns mineralizados em Au-Bi**

Recife

2019

NAYARA MOREIRA DE MESQUITA

**INTEGRAÇÃO DE DADOS GEOLÓGICOS, GEOFÍSICOS E DE
ESPECTROSCOPIA DE REFLETÂNCIA NA ÁREA DA MINA BONFIM (RN):
Implicação à exploração de skarns mineralizados em Au-Bi**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geociências.

Área de concentração: Geoquímica, Geofísica e Evolução Crustal

Orientadora: Dra. Vanessa Biondo Ribeiro

Coorientadora: Dra. Thais Andressa Carrino

Coorientador: Dr. João Aduino de Souza Neto

Recife

2019

Catálogo na fonte
Bibliotecário Gabriel Luz, CRB-4 / 2222

- M582i Mesquita, Nayara Moreira de.
Integração de dados geológicos, geofísicos e de espectroscopia de refletância na área da Mina Bonfim (RN): implicação à exploração de skarns mineralizados em Au-Bi / Nayara Moreira de Mesquita – Recife, 2019.
56 f.: il.
- Orientadora: Profa. Dra. Vanessa Biondo Ribeiro
Coorientador: Prof. Dr. João Adauto de Souza Neto
Coorientadora: Profa. Dra. Thais Andressa Carrino
Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2019.
Inclui referências.
1. Geociências. 2. Magnetometria. 3. Alteração hidrotermal. 4. VNIR-SWIR. 5. Au (Bi-Te). 6. Skarn. 7. Prehnita. I. Ribeiro, Vanessa Biondo (Orientadora). II. Souza Neto, João Adauto de. III. Carrino, Thais Andressa. IV. Título.

UFPE

551 CDD (22. ed.)

BCTG / 2020-137

NAYARA MOREIRA DE MESQUITA

**INTEGRAÇÃO DE DADOS GEOLÓGICOS, GEOFÍSICOS E DE
ESPECTROSCOPIA DE REFLETÂNCIA NA ÁREA DA MINA BONFIM (RN):
Implicação à exploração de skarns mineralizados em Au-Bi**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestra em Geociências.

Aprovada em: __/__/__

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. João Adauto de Souza Neto (Coorientador)

Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Gorki Mariano (Examinador Interno)

Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Germano Melo Júnior (Examinador Externo)

Universidade Federal do Rio Grande do Norte

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus pais, Lucilde Moreira de Mesquita e Jorge R. de Mesquita Filho por sempre acreditarem e me incentivarem a seguir todos os meus objetivos. Foram eles que sempre me ensinaram a ter força e coragem e é para eles que dedico todas as minhas conquistas.

Agradeço ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela bolsa de mestrado concedida. Dado a atual conjuntura política, tanto a bolsa de mestrado quanto todas as bolsas de iniciação científicas concedidas pelo mesmo Conselho desde meu ingresso na Universidade Pública (ano de 2010) foram, infelizmente, um “privilegio” que temo não usufruir caso opte pela continuidade da vida acadêmica.

Agradeço ao Programa de Pós-graduação em Geociências da UFPE pelo apoio no desenvolvimento e apresentação desse projeto em congressos brasileiros. Estendo esse agradecimento à própria instituição soberana da Universidade Federal de Pernambuco por me ensinar o que é ser resistência pernambucana.

Agradeço à geóloga Fernanda Muniz e à especialista em mineração Daniele Rodrigues, representando a Mineradora Nosso Senhor do Bonfim, pelo apoio em campo e pela disponibilização dos dados utilizados nesse trabalho. Também agradeço ao Instituto de Geociências da Universidade de Campinas, Prof. Dr. Carlos Roberto de Souza Filho, Dr. Rebecca Scafutto e Prof. Dr. Diego Ducart pelo uso do Laboratório de Espectroscopia de reflectância (LER). Agradeço ao Prof. Dr. Edval Santos, do Laboratório de Dispositivos e Nanoestruturas da UFPE (LDN) pelo acesso ao MEV-WDS e à Prof. Sandra de Brito pela qualidade das micrografias obtidas no LABGEM.

Agradeço à minha Orientadora Vanessa Ribeiro, que apesar de longe, muito me incentivou e apoiou através de e-mails pacientes e encorajadores. Obrigada, Van! Agradeço a minha Coorientadora Thais Carrino que me orientou na pesquisa, apoiou financeiramente meu campo e viagens para fazer as análises. Obrigada, Thais, apesar de tudo, sem você esse projeto nem existiria do jeito que foi. Agradeço ainda ao meu Coorientador João Adauto Souza Neto, por todo apoio durante a etapa de campo e desenvolvimento do projeto. Obrigada, Adauto, seu apoio e suas conversas foram fundamentais para me manter focada nos meus objetivos finais

Agradeço aos meus amigos e familiares que sempre me deram as forças, que eu nem acreditava que tinha mais para continuar. Agradeço em especial à João Pedro e Rafaela Henrique, por me ajudarem na confecção das seções delgadas, à Hugo Guimarães pela parceria em campo, à Valdielly Larisse e Wilson Rodrigues pela amizade e companheirismo, à Raphael Lima pelo amor, carinho e paciência a mim dedicados. Um agradecimento especial àqueles que

me levaram leveza e boas gargalhadas nesses dois anos tão conturbados: Thales Lúcio, José Antunes, Laís Queiroga, Paulo Castellan, João Artur, Sônia Agostinho, Sergio Pacheco, Olga Neves, Mário Filho, Douglas Farias, Amorim Barros, José Diego, Priscila Rezende, Paulo Riedel, Divanir Conego, Debora Cotis Luís Henrique, Laís Leite, Neto Ferreira, Igor Manoel, Glenda, Gisely e demais amigos que a geologia me presenteou.

Por último, e não menos importante, agradeço à banca examinadora deste trabalho Prof. João Adauto, Prof. Gorki Mariano e Prof. Germano Melo por aceitarem e contribuírem com este momento.

RESUMO

A Faixa Seridó abriga várias ocorrências de skarns mineralizados na Província Borborema, nordeste do Brasil. A área estudada, nas proximidades da Mina Bonfim, Lajes - RN, está inserida no Grupo Seridó, uma sequência metassedimentar neoproterozoica. O skarn polimetálico de W-Mo-Au-Bi-Te do Depósito Bonfim ocorre dentro de lentes de mármore e xistos da Formação Jucurutu ou no contato entre eles. Dados aeromagnetométricos, aerogamaespectrométricos e de espectroscopia de refletância foram utilizados para a caracterização de áreas de potencial econômico na região. A área de ocorrência dos skarns polimetálicos do Depósito Bonfim está inserida em um domínio de relevo magnético mediano, delimitado em mapa de anomalia magnética residual com filtro de amplitude do sinal analítico. A área também corresponde a uma região de anomalia positiva nos mapas de potássio anômalo e de fator F, os quais delimitam prováveis áreas de alteração hidrotermal. Zonas potenciais para a prospecção de Au-Bi-W foram selecionadas a partir da fusão de imagens de primeira derivada vertical, do mapa de potássio anômalo e de ocorrências de Au e W. Janelamento do mapa do sinal analítico apresenta quatro anomalias pequenas nas imediações da Mina Bonfim, similares à associada aos skarns polimetálicos da área da mina. As análises espectrais foram efetuadas em amostras do testemunho de sondagem SEB-241 (181 m de profundidade) utilizando espectrorradiômetro de alta resolução ASD-FieldSpec3. As zonas de skarn apresentam feições espectrais que sugerem a presença de diopsídio, actinolita/tremolita, clinozoisita-zoisita, mica branca/sericita e prehnita. Prehnita e epidoto constituem as principais fases minerais calcissilicáticas associadas à mineralização tardia de Au-Bi-Te. A prehnita tem feição de absorção diagnóstica em 1478 nm (OH) e o índice de prehnita, proposto nesse estudo de caso (razão de reflectância em 1465 nm por reflectância em 1478 nm), permitiu destacar seções ricas deste mineral ao longo do testemunho de sondagem. Dados de geoquímica do Au mostram uma forte correlação com a presença de feições de absorção da prehnita a partir de seu índice. Os resultados atestam que a assinatura espectral aparece como um indicador eficiente e confiável para a descoberta de áreas mineralizadas em ouro, geologicamente similares àquelas na área do Depósito Bonfim.

Palavras-chave: Magnetometria. Alteração hidrotermal. VNIR-SWIR. Au (Bi-Te). Skarn. Prehnita.

ABSTRACT

The Seridó Belt hosts several occurrences of mineralized skarns in Borborema Province, northeastern Brazil. The studied area, around the Bonfim Mine, Lajes - RN, is inserted in the Seridó Group, a Neoproterozoic metasedimentary sequence. The W-Mo-Au-Bi-Te polymetallic skarn of the Bonfim Deposit occurs inside marbles lenses and schists of the Jucurutu Formation or in the contact between them. Airborne magnetic survey data, airborne gamma-ray spectrometry and reflectance spectroscopy were used to characterize areas of potential economic value in the region. The area of occurrence of the polymetallic skarns of Bonfim Deposit is inserted in a median magnetic relief domain, delimited in a residual magnetic anomaly map with amplitude of the analytical signal filter added to it. The area also corresponds to a region of positive anomaly on maps of anomalous potassium and factor F, which delimit likely areas of hydrothermal alteration. Potential zones for the Au-Bi-W prospect were selected from the fusion of images of the first vertical derivative map, the anomalous potassium map, and occurrences of Au and W. A windowed analytical signal map shows four small anomalies, similar to the ones associated to the polymetallic skarns. The spectral analyzes were performed on samples from the SEB-241 mine depth (181 m depth) using high resolution ASD-FieldSpec3 spectroradiometer. The skarn zones show spectral features that suggest the presence of diopside, actinolite/tremolite, clinozoisite-zoisite, white mica/sericite and prehnite. Prehnite and epidote are the main calc-silicate phases associated with late Au-Bi mineralization. Prehnite has a diagnostic absorption feature at 1478 nm (OH) and the prehnite index, proposed in this case study (reflectance ratio at 1465 nm/ reflectance at 1478 nm), allowed to highlight sections rich in prehnite along the drill-core. Au geochemistry data show a strong correlation with the presence of prehnite absorption features from its index. The results attest that the spectral signature appears as an efficient and reliable indicator to discover mineralized gold areas, geologically similar to those in the Bonfim Deposit area.

Keywords: Magnetometry. Hydrothermal alteration. VNIR-SWIR. Au (Bi-Te). Skarn. Prehnite.

SUMÁRIO

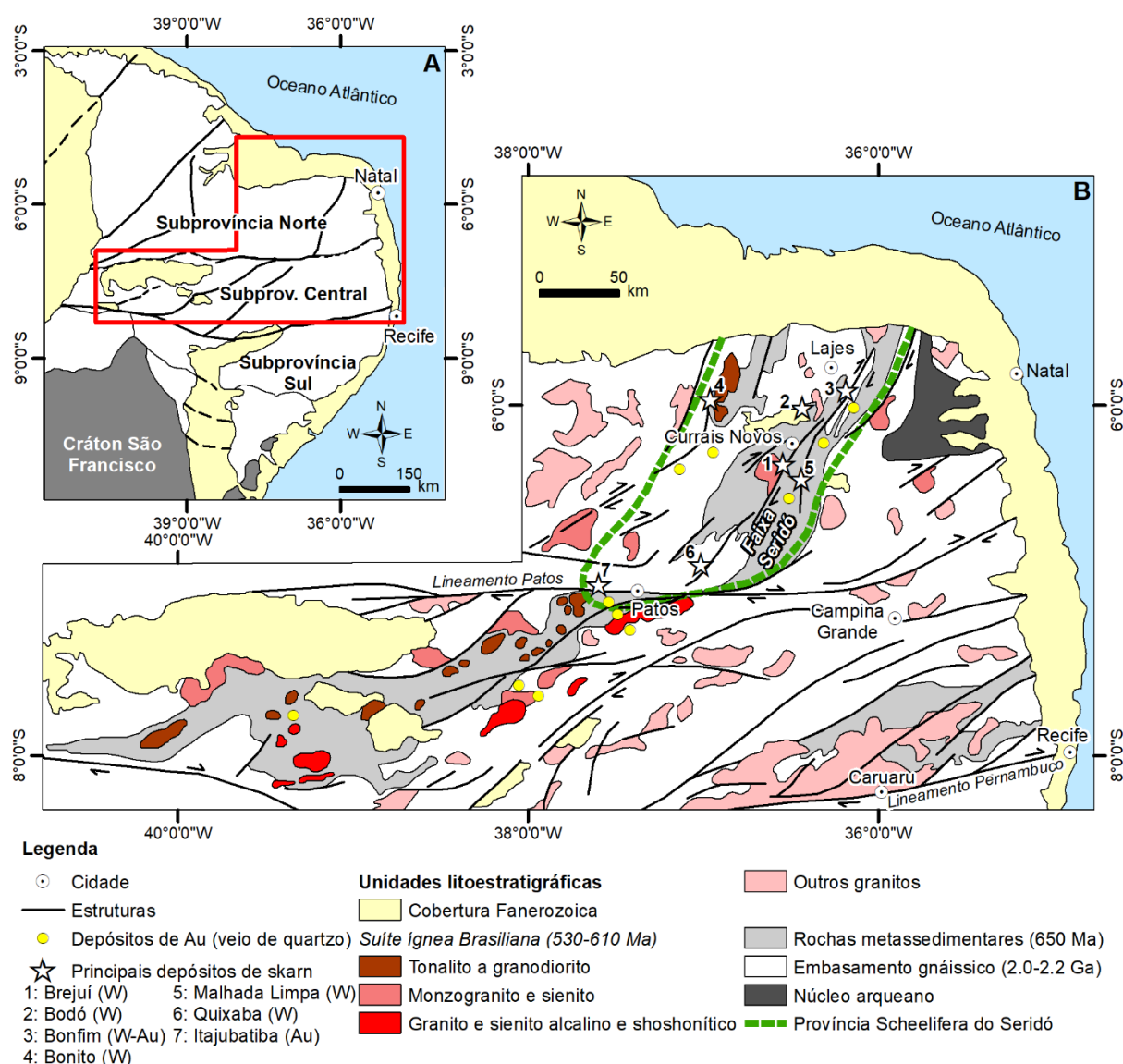
1	INTRODUÇÃO.....	9
1.1	OBJETIVOS E JUSTIFICATIVAS.....	11
1.1.1	Objetivos específicos.....	11
1.2	LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO.....	12
1.3	METODOLOGIA.....	13
2	RESULTADOS.....	16
3	ARTIGO 1 - CONTRIBUIÇÃO GEOFÍSICA NA ÁREA DA MINA BONFIM, LAJES (RN): IMPLICAÇÃO À EXPLORAÇÃO DE SKARNS MINERALIZADOS EM AU-BI.....	17
4	ARTIGO 2 - THE USE OF REFLECTANCE SPECTROSCOPY AND PREHNITE SPECTRAL INDEX TO TARGET GOLD MINERALIZED ZONES IN THE BONFIM POLYMETALLIC SKARN DEPOSIT, SERIDÓ MOBILE BELT, BORBOREMA PROVINCE, BRAZIL.....	35
5	CONCLUSÕES.....	52
	REFERÊNCIAS.....	54

1 INTRODUÇÃO

A Província Borborema, inicialmente definida por Almeida et al. (1977, 1981) (Fig 1A) como um mosaico de complexos dobramentos neoproterozoicos, possui um sistema de falhas profundo com destaque ao sistema transcorrente, que ocorreu durante o Ciclo Brasileiro, possuindo uma direção estrutural ENE. Tal sistema sofreu desvios e inflexões devido a movimentos de falhas. Os lineamentos Pernambuco e Patos, ambos destrais com direção E-W, são exemplos bastante significantes na área (Almeida et al., 1981). Acredita-se, atualmente, que a província é parte de um cinturão móvel Neoproterozoico que vai do nordeste brasileiro ao noroeste africano, resultado de convergência e colisão entre os crátons do oeste africano, São Francisco/Congo e Amazônia em torno de 600 Ma (Van Schmus et al., 2008).

A área de estudo localiza-se no Domínio do Rio Grande do Norte, especificamente na Faixa Seridó (Fig. 1B), a qual consiste em um embasamento gnáissico arqueano a paleoproterozoico (Complexo Caicó), uma sequência metavulcanosedimentar (Formações Jucurutu, Equador e Seridó), e plútons brasileiros. Regionalmente, destaca-se o depósito skarnífero de Au-Bi-Te e W-Mo da Mineração Nosso Senhor do Bonfim, que está inserido entre as lentes de mármore ou no contato de mármore da Formação Jucurutu com biotita xisto de granulação fina da mesma formação. Granitos anorogênicos (560-580 Ma), pegmatitos mais tardios, e um sistema de zonas de cisalhamento também estão associados aos skarns sendo, muitas vezes, a fonte do fluido mineralizante e o seu condutor, respectivamente.

Figura 1 - Mapa simplificado da Província Borborema (A) (modificado de Van Schmus *et al.* 2008), e detalhe da Faixa Seridó, da Província Scheelífera do Seridó e principais depósitos do tipo skarn (W, W-Au, Au) e de ouro hospedado em veios de quartzo.



Fonte: adaptado de Archanjo 1993, e Souza Neto *et al.* 2008.

A utilização da aeromagnetometria e aerogamaespectrometria é fundamental para otimizar custos com exploração mineral (Shives *et al.*, 1997; Goodfellow *et al.*, 2003). Analisar áreas menores, a partir de levantamentos regionais se faz um desafio, uma vez que o espaçamento das linhas de voo pode mascarar detalhes importantes. Apesar disso, o janelamento (recorte) da área de estudo é útil para caracterizar anomalias ou estruturas menores sem a interferência dos sinais magnéticos provenientes das demais estruturas regionais presentes. O arcabouço estrutural de uma área pode ser observado a partir de mapas magnetométricos, utilizando as técnicas de filtragem de dados da primeira derivada vertical, redução ao polo magnético, filtragem regional-residual (Baranov, 1957; Milligan & Gunn, 1997; Nabighian, 1972, 1974).

A aerogamaespectrometria começou a ser utilizada na década de 70 e tem sua aplicação principal na identificação de pontos de afloramento de intrusões ígneas (Ribeiro et al. 2013), que funcionam como fluido mineralizante de vários depósitos de skarns (Meinert, 1992), prospecção mineral (Carrino et al. 2007), e identificações de áreas de alteração hidrotermal (Pires, 1995; Ribeiro et al., 2013)

Adicionalmente, zonas de alteração hidrotermal podem ser caracterizadas com base no emprego de tecnologias espectrais, caso da espectroscopia de refletância. Esta técnica é muito útil em diversos estudos de prospecção mineral (Swayze et al., 2014; Coulter et al., 2017; Carrino et al., 2018; Naleto et al., 2019), uma vez que permite uma avaliação mineralógica rápida, sem destruição das amostras de rocha (Clark, 1999). Embora os skarns sejam um dos tipos de sistemas de minério mais abundantes no mundo, e considerando sua típica mineralogia alterada (Meinert et al., 2005), existem alguns poucos trabalhos de sensoriamento remoto aplicados à caracterização sistemática e definição de modelos exploratórios espectrais (Windeler e Lyon, 1991; Windeler, 1993; Cudahy et al., 2001; e Costa et al., 2017). A integração de dados multifonte (espectroscopia de refletância, geoquímica e geológicos) compõe parte fundamental do processo de caracterização de alteração hidrotermal, pois, uma vez comprovada a efetividade da análise sistemática de espectroscopia de refletância para zonas mineralizadas no depósito hidrotermal estudado, o diagnóstico destas zonas potenciais à exploração mineral é otimizado em termos de velocidade e facilidade de identificação do tipo de mineralização estudado.

1.1 OBJETIVOS E JUSTIFICATIVAS

Utilizar dados de aerogamaespectrometria, aeromagnetometria, além de espectroscopia de refletância para caracterizar a alteração hidrotermal de skarns da Mina Nosso Senhor do Bonfim e as áreas adjacentes.

1.1.1 Objetivos Específicos

- a) Analisar a resposta gamaespectrométrica e magnetométrica da região, bem como possíveis novas anomalias associadas a alvos já conhecidos;
- b) Caracterizar o arcabouço estrutural da área utilizando aeromagnetometria.
- c) Caracterizar a mineralogia dos skarns e de rochas encaixantes petrograficamente;

- d) Descrever a mineralogia característica das zonas de dos skarns em profundidade a partir de testemunho de sondagem;
- e) Criar um banco de dados de espectroscopia de refletância a partir de análises sistemáticas feitas em testemunho de sondagem representativo;
- f) Reconhecer respostas diagnósticas de áreas mineralizadas a partir da integração de dados de espectroscopia de refletância e geoquímica de rocha, e que possa também facilitar a identificação por imageamento;
- g) Integrar dados de geoquímica, petrografia, espectroscopia de refletância para caracterizar a alteração hidrotermal a as áreas mineralizadas de Au-Bi-Te.

A caracterização geofísica, utilizando-se métodos potenciais e gamaespectrométricos, faz-se necessária para se traçar alvos exploratórios, em termos do arcabouço estrutural, assim como, alterações hidrotermais na área. A utilização da espectroscopia de refletância ao longo de testemunhos de sondagens, por sua vez, compreende uma etapa usada em muitos depósitos minerais no mundo (e.g., Kerr et al., 2011, Tappert et al., 2011, Prado et al., 2016) para caracterizar zonas de alteração hidrotermal em profundidade, propondo-se índices espectrais que auxiliam na rápida identificação de zonas mineralizadas. A integração destes métodos é necessária para um melhor entendimento deste depósito, além do potencial exploratório que os parâmetros obtidos poderão ter via a aplicação estendida a outras áreas potenciais.

1.2 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo se localiza no nordeste do Brasil, nas proximidades da cidade de Lajes, região central do estado do Rio Grande do Norte. O município ocupa uma área de 668,6 km² e localiza-se a 125 km da capital Natal. As principais vias de acesso saindo de Recife são pela BR-101 até o município de Macaíba e a BR-406 até Lajes (Fig. 2).

associadas aos alvos de estudo em relação à rocha encaixante, contribuindo para a caracterização de prospectos e depósitos. (Telford et al., 1990)

A espectroscopia de refletância, por sua vez, se baseia na interação da radiação eletromagnética com a matéria (e.g. minerais, rochas), sendo que a energia refletida é medida por sensores que coletam radiação na faixa do visível ao infravermelho de ondas curtas (350-2500 nm). A partir da interpretação de curvas espectrais de refletância, é possível analisar as fases minerais por meio da posição e profundidade de feições de absorção. Este método é muito útil em estudos de prospecção mineral, por permitir rápida avaliação mineralógica, sem ser necessária alguma preparação ou destruição de amostras de rochas (Clark, 1999; Swayze et al., 2014).

Aquisição de dados

A fim de atingir os objetivos deste trabalho as seguintes etapas foram cumpridas:

O mapa geológico da Folha Lajes- SB24XDVI 1:100.000 (Costa e Dantas, 2014) foi adquirido e tomado como base para as interpretações geofísicas da área de estudo. Os dados aerogeofísicos do Projeto Paraíba-Rio Grande do Norte foram disponibilizados gratuitamente pela CPRM. Foram adquiridos pelo consórcio LASA/PROPECTORS, contratado pela CPRM, e são caracterizados por espaçamento das linhas de voo e de controle, respectivamente, de 500 m e 10 km. Esses dados recebidos no formato GDB e posteriormente trabalhados nos softwares Oasis Monjot 6.4.2 e ArcMap 10.3.

A coleta dos dados de campo foi realizada na Mina Bonfim, durante o período 24/07/2017-29/07/2017 e 22/08/2017- 30/08/2017 a fim de descrever detalhadamente o testemunho estudado SEB-241 (181 metros) e coletar amostras representativas de cada setor constituinte da Mina Bonfim (78 níveis amostrados).

A aquisição de curvas de refletância dos setores de interesse foi feita no Laboratório de Espectroscopia de Refletância (LER), pela autora do trabalho, do Instituto de Geociências da Unicamp através do espectrorradiômetro ASD-FieldSpec™ 3 Hi-Resolution da *Analytical Spectral Devices* (ASD) e analisadas a partir do software *Environment for Visualizing Images®* (ENVI®).

Confecção de 16 seções delgadas, das quais 12 foram realizadas pela autora no Laboratório de Laminação da Universidade Federal de Pernambuco e 4 foram seções polidas realizadas em empresa privada, a fim de validar os dados obtidos pela espectroscopia de refletância.

Dados geoquímicos de WO_3 , Au e Bi, analisados pelo laboratório SGS-GEOSOL pelo método *fire assay* e ICP-OES, no testemunho de sondagem, foram cedidos pela Mineração Nosso Senhor do Bonfim para a análise combinada dos dados.

2 RESULTADOS

Os resultados obtidos na presente dissertação de mestrado encontram-se apresentados na forma de dois artigos científicos, no formato publicado originalmente pelas revistas. O primeiro artigo é intitulado “Contribuição geofísica na área da Mina Bonfim, Lajes (RN): implicação à exploração de skarns mineralizados em Au-Bi.” Este artigo consiste em uma caracterização magnetométrica e gamaespectrométrica do arcabouço estrutural e das alterações hidrotermais da área próxima à Mina Bonfim, e encontra-se submetido à revista *Estudos Geológicos*.

O segundo artigo é intitulado “The use of reflectance spectroscopy and prehnite spectral index to target gold mineralized zones in the Bonfim polymetallic skarn Deposit, Seridó Mobile Belt, Borborema Province, Brazil”. Este artigo consiste na caracterização espectral de testemunho de sondagem representativo do Depósito Bonfim, com a proposição de guia espectral para exploração de ouro na região, e encontra-se submetido à revista *Ore Geology Reviews*.

CONTRIBUIÇÃO GEOFÍSICA NA ÁREA DA MINA BONFIM, LAJES (RN): IMPLICAÇÃO À EXPLORAÇÃO DE SKARNS MINERALIZADOS EM AU-BI.

Nayara Moreira de Mesquita
Vanessa Ribeiro Biondo
João Adauto de Souza Neto

10.18190/1980-8208/estudosgeologicos.v29n1p76-93

Programa de Pós-graduação em Geociências-UFPE, naymmesquita@gmail.com, van.biondo@gmail.com, adauto@ufpe.br

RESUMO

A Faixa Seridó, conhecida na Província Borborema por conter vários depósitos de interesse econômico, abriga ao longo das zonas de cisalhamento e nas proximidades de plútons graníticos, várias ocorrências de skarns dentro, ou no contato dos mármore da Formação Jucurutu. As análises de aeromagnetometria e a aerogamaespectrometria foram utilizadas para a caracterização da área da Mina de Au-Bi-W de Bonfim afim de entender o comportamento geofísico da área. Os mapas magnetométricos de redução ao polo, primeira derivada vertical e derivada tilt foram utilizados para a caracterização estrutural da área, evidenciando as zonas de cisalhamento e estruturas de três direções preferenciais: NNE, ENE e E-W. Com base no mapa do sinal analítico, três domínios foram divididos, sendo o primeiro representado pelas anomalias de alto relevo magnético correlacionadas às formações ferríferas da Formação Jucurutu, aos gabros e dioritos da Suíte intrusiva São João do Sabugi e aos plugs de olivina basaltos do Basalto Macau. O domínio de relevo mediano é onde ocorre a anomalia associada ao skarn da Mina Bonfim, que apresenta resposta magnética devido à minerais como magnetita, ilmenita e pirrotita associados à paragênese mineral da scheelita. Os mapas gamaespectrométricos do potássio anômalo e fator F contribuíram na delimitação de áreas de alteração hidrotermal. Uma fusão de imagem entre a primeira derivada vertical e o potássio anômalo foi efetuada e adicionados ocorrências de Au, W a fim de selecionar zonas de interesse geofísico na prospecção de Au-Bi-W. Adicionalmente, a partir do janelamento do mapa do sinal analítico, foi possível identificar 4 anomalias pequenas, similares à associada aos skarns polimetálicos da Mina Bonfim.

Palavras Chave: Magnetometria; Gamaespectrometria; Seridó; Skarn; Mina Bonfim.

ABSTRACT

The Seridó Belt, known in the Borborema Province as containing several deposits of economic interest, houses along the shear zones and in the vicinity of granite plutons, several occurrences of skarns inside, or in contact with the marbles of the Jucurutu Formation. The airborne magnetic survey and airborne gamma-ray spectrometry analyzes were used to characterize the area of the Bonfim Au-Bi-W Mine in order to understand the geophysical behavior of the area. First, the first vertical derivative and tilt derivative magnetic maps were used for the structural characterization of the area, showing the shear zones and structures of three preferred directions: NNE, ENE, and E-W. Based on the map of the analytical signal, three domains were divided, the first one being represented by the high relief magnetic anomalies correlated to the banded iron formations of the Jucurutu Formation, to the gabbros and diorites of the São João do Sabugi intrusive Suite and to the basalt olivine plugs of the Basalto Macao. The median

relief domain is where the anomaly associated with the skarn of the Bonfim Mine occurs, which presents a magnetic response due to minerals such as magnetite, ilmenite, and pyrrhotite associated with the scheelite mineral paragenesis. The gamma-ray spectrometric maps of anomalous potassium and F parameters contributed to the delimitation of areas of hydrothermal alteration. An image fusion between the first vertical derivative and anomalous potassium was performed and Au, W occurrences were added to select zones of geophysical interest in the Au-Bi-W prospect. Additionally, from the analytical signal window, it was possible to identify 4 small anomalies, similar to that associated with the polymetallic skarns of Bonfim Mine.

Keywords: Magnetic survey; Gamma ray spectrometry Seridó; Skarn; Bonfim Mine.

INTRODUÇÃO

A Faixa Seridó está inserida no Domínio Rio Grande do Norte da Província Borborema (Almeida *et al.* 1981) (Fig.1). Ela abriga, dentre outros depósitos de interesse econômico, os depósitos de skarns, os quais são explorados para tungstênio e, localmente, ouro (Souza Neto *et al.*, 2008). O depósito de skarn da Mineradora Nosso Senhor do Bonfim, nas proximidades da cidade de Lajes (RN), é o único conhecido no Brasil onde é possível explorar W-Mo e Au-Bi-Te juntos, sendo classificado como um skarn polimetálico por Souza Neto *et al.*, (2008).

Skarns podem ocorrer em variadas configurações geológicas e o que define a sua nomenclatura é a mineralogia característica, composta por minerais cálcio-silicáticos e associados (e.g. granada e piroxênio). Eles podem ser formados durante eventos metamórficos regionais ou de contato, através de processos metassomáticos com fluidos tanto magmáticos quanto marinho ou metamórficos (Meinert, 1992). Geralmente esses depósitos ocorrem próximos a plútons ou associados a zonas de cisalhamento regionais.

A magnetometria utiliza a diferença de susceptibilidade magnética ao longo de diferentes tipos de rochas, logo sua aplicação em descontinuidades e limites de corpos foi de grande importância para o presente estudo. A distribuição de minerais ferromagnéticos pode ser afetada diferentemente por processos metalogenéticos e alterações hidrotermais, gerando uma assi-

natura geofísica específica para cada caso. Logo, o contraste da mudança de propriedades físicas diferentes, permite a caracterização das fontes anômalas associadas aos alvos de estudo em relação à rocha encaixante, contribuindo para a caracterização de prospectos e depósitos. (Telford *et al.*, 1990)

A caracterização litológica da área foi feita utilizando o método da gamaespectrometria. A distribuição dos radioelementos em uma determinada litologia varia de acordo com a composição da rocha, presença de falhas, intemperismo, etc (Dickson e Scott, 1997; Wilford *et al.*, 1997). Dentre as pesquisas aplicadas à prospecção mineral, as assinaturas gamaespectrométricas ligadas a depósitos de ouro apresentam uma grande variação, porém, o enriquecimento de potássio funciona como um confiável guia para a concentração aurífera (Fornazzari Neto e Ferreira 2003). Os processos de alteração hidrotermais acontecem em vários contextos geológicos onde as concentrações de K são altas, as de urânio, geralmente acompanham o potássio, e o tório, menos móvel se comporta de maneira oposta (antagonismo descrito por Ostrovsky, 1975).

Uma vez que, as ocorrências de skarns observadas na área tem um controle estrutural marcante, assim como a ocorrência de Au-Bi tem um controle litológico e um controle estrutural também fortes, a caracterização geofísica, utilizando-se métodos potenciais e gamaespectrométricos, faz-se necessária para se traçar alvos ex-

ploratórios, em termos do arcabouço estrutural e alterações hidrotermais.

GEOLOGIA

Contexto geológico

A Província Borborema (Fig.1A), inicialmente definida por Almeida *et al.* (1981) como um mosaico de complexos dobramentos Neoproterozoicos, possui um sistema de falhas profundo com destaque ao sistema transcorrente, que ocorreu durante o Ciclo Brasileiro, possuindo uma direção preferencial NE. Tal sistema sofreu desvios e inflexões devido a movimentos de falhas. Os lineamentos Pernambuco e Patos, ambos destrais com direção E-W, são exemplos bastante significantes na área (Almeida *et al.*, 1981). Acredita-se, atualmente, que a província é parte de um cinturão móvel Neoproterozoico que vai do nordeste brasileiro ao noroeste africano, resultado de convergência e colisão entre os crátons do oeste africano, São Francisco/Congo e Amazônia em torno de 600 Ma (Van Schmus *et al.*, 2008).

A área de estudo localiza-se no Domínio do Rio Grande do Norte, especificamente na Faixa Seridó (Fig. 1B), a qual consiste em um embasamento gnáissico arqueano a paleoproterozoico, uma sequência metavulcanosedimentar (Formações Jucurutu, Equador e Seridó), e plútons brasileiros. As principais estruturas da Faixa Seridó Mobile consistem em zonas de cisalhamento de rejeito direcional com direção preferencial NE. Dobras verticais a inclinadas, abertas a apertadas, com direção preferencial NE definem a fase principal de deformação e cobrem dobras recumbentes da tectônica de empurrão (Archanjo & Bouchez 1991, Caby *et al.* 1995, Araújo *et al.* 2005, Archanjo *et al.* 2013). A configuração metamórfica é dominada pela Orogenia Brasileira, que afetou todas as litologias, e desenvolveu zonas de cisalhamento transcorrentes e fusão parcial (Caby *et al.* 1991, Souza

Neto *et al.* 2008, Santos *et al.* 2014). As temperaturas metamórficas recaem sobre a fácies xisto verde e são ligeiramente mais altas na parte central do cinturão, onde os minerais consistem de andaluzita, cordierita e silimanita, principalmente próximas às intrusões graníticas e zonas de cisalhamento (Hollanda *et al.*, 2017). A Faixa Seridó também passou por intensa granitogênese em torno de 600 Ma (Nascimento *et al.* 2015), resultando em muitas intrusões graníticas que se estendem de sienogranito a gabro.

GRUPO SERIDÓ

O grupo Seridó compreende uma sequência supracrustal ediacarana que se sobrepõe aos ortognaisses migmatíticos e o complexo meta-vulcano-sedimentar do embasamento. A formação Jucurutu (gnaisse, micaxisto, paragnaisses, mármore e quartzito) está na base do Grupo, seguida pela formação Equador, composta de quartzito e metaconglomerado. No topo, ocorre a formação Seridó, que consiste principalmente de biotita-granada xisto. Este grupo representa uma unidade espessa de metaturbidito distal (Formação Seridó) gradando a uma sequência proximal de carbonato, psamito e pelito (Formação Jucurutu) (Santos *et al.*, 2014; Hollanda *et al.*, 2015). Análises isotópicas Sm/Nd em zircão detrítico do grupo Seridó, estudados por Van Schmus *et al.* (2003) e Hollanda *et al.* (2015), indicam idade de ~610-650 Ma para a deposição da sequência.

Localmente, destacam-se os depósitos de skarn da Faixa Seridó, que ocorrem geralmente estratocontrolados, em formato de lentes ou tabulares, inseridos nas lentes de mármore da Formação Jucurutu ou no contato dos mármore com biotita-xistos de granulação fina da Formação Seridó ou paragnaisses da própria Formação Jucurutu (Santos *et al.*, 2014). Os depósitos de Brejuí, Bonfim e Itajubatiba estão entre os depósitos mais representativos da mineralização W-Mo-Au-Te-Bi. Os depósitos

possuem direção concordante com a foliação regional no mapa, porém, em afloramentos, seu contato é irregular, truncando a foliação da rocha encaixante (Santos *et al.*, 2014). A composição mineralógica principal dos skarns é dividida em minerais progradados (alta temperatura) como piroxênio, anfibólio e granada e retrogradados (baixa temperatura) como epidoto e clinozoizi-

ta. Granitos anorogênicos (560-580 Ma), pegmatitos mais tardios, e um sistema de zonas de cisalhamento também estão associados aos skarns sendo, muitas vezes, a fonte do fluido mineralizante e o seu condutor, respectivamente. Da mesma forma, uma quantidade menor ocorre com veios de quartzo e epidoto-anfibolito (Santos *et al.* 2014).

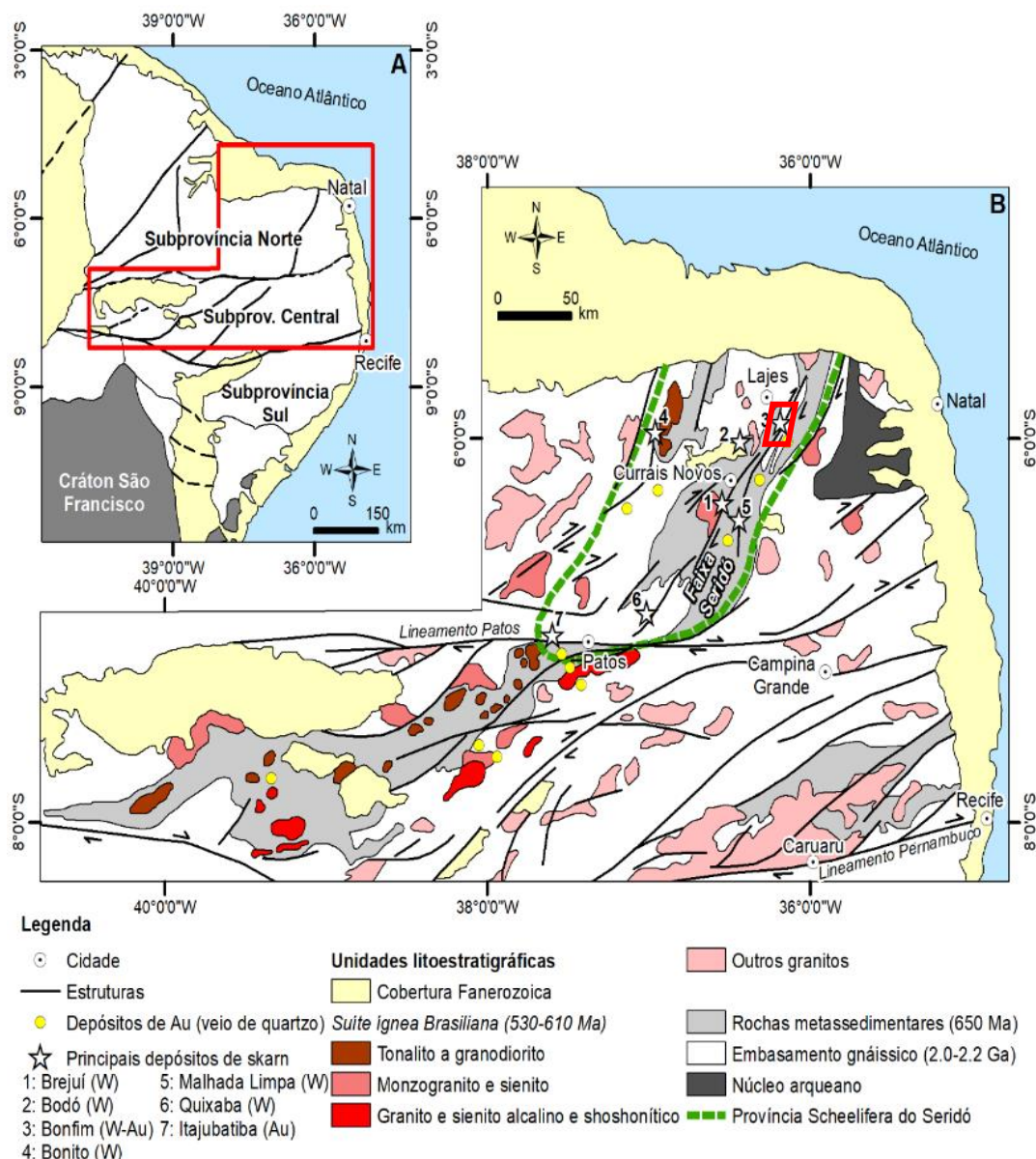


Figura 1-. Mapa simplificado da Província Borborema (A) (modificado de Van Schmus *et al.* 2008), e detalhe da Faixa Seridó, da Província Scheelífera do Seridó e principais depósitos do tipo skarn (W, W-Au, Au) e de ouro hospedado em veios de quartzo (adaptado de Archanjo 1993, e Souza Neto *et al.* 2008).

Mina Bonfim

A geologia da área da Mina Bonfim (Fig. 2) consiste em intercalação de flogopita-tremolita mármores, quartzitos e flogopita-xistos (com pouco quartzo), com direções estruturais preferenciais N10E/30°/SE. De acordo com Souza Neto (2008), os skarns do tipo W-Au têm características reduzidas, ocorrem em profundidades mais rasas e, geralmente, estão associados a depósitos do tipo cobre pórfiro. Os estudos sobre condições de formação dos skarns da Mina Bonfim em inclusões fluidas, indicam a profundidade de 10 a 15 km, pressão 2.0-4.0 kbar e temperatura variando de 500-580° C para a mineralogia prograda e 400-500° C para a mineralogia retrograda. Estudos recentes de Hollanda *et al.*, (2017) com dados isotópicos de Re-Os em cristais de molibdenita nos skarns de Bonfim mostraram a idade 524 ± 2 Ma para as mineralizações progradadas de W-Mo, relacionando-as com intrusões pegmatíticas próximas de Li-Ta de idade semelhante.

Estruturalmente, a Mina Bonfim está localizada no flanco leste de uma antiforme com núcleo granítico, e está a oeste da Zona de Cisalhamento Santa Mônica, com sua estruturação principal sendo N10E-N15E/50°/SE. Souza Neto *et al.* (2008) atribuem a essa zona de cisalhamento o transporte de fluidos metassomáticos que geraram o skarn polimetálico. A zona de cisalhamento faz parte de um sistema transcorrente de baixo ângulo, com lineações sub-horizontais caindo 5° para S-SW.

Minerais de minério

Magnetita, pirrotita, calcopirita, pirita, scheelita, molibdenita, e ilmenita são os principais minerais de minério do estágio de mais alta temperatura de mineralização (progrado). O estágio posterior, de menor temperatura da mineralização é marcado pela ocorrência de uma massa acinzentada contendo ouro e

minerais de bismuto que ocorre disseminada no skarn e também preenchendo as microfraturas NW. Os minerais de bismuto são a bismita (Bi_2O_3) e bismita com flúor (75-80 vol%), bismuto nativo (5-10 vol%), bismutinita (Bi_2S_3) e joseíta [$\text{Bi}_4(\text{Te},\text{S})_3$] (Souza Neto *et al.*, 2008). No mesmo estágio do ouro ainda ocorrem calcopirita e esfalerita.

METODOLOGIA

Vários tipos de depósitos de minérios são estudados utilizando os métodos da gamaespectrometria e magnetometria (e.g. Shives *et al.*, 1997; Goodfellow *et al.*, 2003; Ribeiro e Mantovani, 2016), uma vez que estes métodos possuem papel fundamental na descoberta de diversas ocorrências minerais (e.g., Dickson e Scott, 1997).

Aeromagnetometria

O principal campo magnético da Terra (geomagnético) é proveniente de correntes de convecção no núcleo externo da Terra. Porém o campo magnético relevante para o mapeamento geológico é o campo magnético anômalo ou residual, o qual reflete a resposta das rochas presentes na crosta em função da interação dos minerais magnéticos que as compõe em profundidades acima da temperatura de Curie (Telford *et al.*, 1990). O campo magnético anômalo é calculado a partir da subtração da variação magnética diurna e tempestades causadas pela influência do Sol, denominado campo magnético externo, e da influência do campo magnético principal da Terra. O IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*) é um modelo matemático calculado para a data, declinação e inclinação magnética presente na região de interesse o qual permite subtrair essas influências evidenciando a porção superior da crosta terrestre (Blakely, 1996).



Na magnetometria, considera-se que as rochas apresentam dois tipos principais de magnetização. A magnetização induzida, que é gerada pela interação dos minerais ferromagnéticos na presença do campo magnético terrestre natural e magnetização remanescente, adquirida ao longo da história geológica, durante a cristalização dos spins magnéticos dos minerais da rocha que se orientam segundo a direção do campo magnético terrestre no momento da cristalização ao atingir a temperatura de Curie. A magnetização remanescente depende também da história termal e da tectônica da região (Blakely, 1995, Clark, 1997).

Alguns isotopos radioativos
desintegram-se naturalmente e emitem

O ^{40}K é o isótopo radioativo do potássio, sendo responsável por 98% da emissão gaa primária na crosta terrestre (Dickson e Scott, 1997). Esse elemento predomina em feldspatos alcalinos, micas (flogopita e biotita) e argilominerais que podem adquirir durante a diagênese ou por alteração hidrotermal. O potássio tem uma mobilidade alta, especialmente em clima tropical/subtropical, uma vez que os principais minerais constituídos sofrem com a ação do intemperismo, onde o potássio é lixiviados dos minerais

primários e absorvido pelo argilominerais (Wilford et al., 1997).

Os isótopos ^{232}Th e ^{238}U não emitem radiação gama. Logo, sua estimativa se dá utilizando seus filhos radioativos ^{208}Tl e ^{214}Bi , respectivamente, descritos na literatura como equivalente de tório (eTh) e equivalente de urânio (eU), ambos medidos em ppm (Minty, 1997). Os dois elementos são menos abundantes que o potássio e menos móveis, estando presentes principalmente em minerais acessórios. O tório é o radionuclídeo mais estável dos três e pode estar presente em grande quantidade em minerais como alanita, monazita, xenotima e zircão ou em pequenas quantidades em outros minerais formadores de rochas (Dickson & Scott, 1997). De acordo com Dickson & Scott (1997), existe uma tendência natural ao aumento desses radioelementos a medida que o teor de sílica aumenta. Logo, as rochas félsicas possuem um alto teor de radioelementos comparado com as rochas máficas ou ultrabásicas.

Dados Aerogeofísicos

O levantamento aéreo utilizado faz parte do projeto aerogeofísico Paraíba-Rio Grande do Norte realizados entre 2009 e 2010 pela Lasa Engenharia e Prospecções S/A e Prospectores Aerolevantamentos e Sistemas LTDA, numa parceria do Ministério de Minas e Energia (MME) e o Serviço Geológico do Brasil (CPRM) sob o código 1092. Esse levantamento cobriu uma área de 286.377,07 km² executando perfis aeromagnetométricos e aerogamaespectrométricos de alta resolução. As linhas de voo têm direção N-S, espaçadas de 500 metros e as de controle, direção E-W, espaçadas 10 km. A altura de voo nominal foi de 100 metros sobre o terreno.

Processamento de dados

O pré-processamento dos dados magnetométricos foi disponibilizado pelas empresas conveniadas, o qual inclui a remoção da variação diurna do campo mag-

nético terrestre, a correção de erro de paralaxe, o nivelamento e o micronivelamento dos dados e a remoção do IGRF. Os dados gamaespectrométricos foram adquiridos segundo as janelas de energia para o potássio: 1,37-1,57 MeV, tório: 1,66-1,86 MeV, urânio: 2,41-2,81 MeV e contagem total (0,41 MeV- 2,81 MeV). O processamento de dados foi feito pelas empresas conveniadas segundo as normas do IAEA (1991), onde foi realizado a correção de tempo morto, filtragem da altura, compensação cósmica, correção do erro de Paralaxe, remoção do background da aeronave.

No presente estudo, a filtragem dos dados magnetométricos foram feitas utilizando o *software* Geosoft Oasis Montaj, sendo eles: Redução ao Polo Magnético (Baranov, 1957); primeira derivada vertical do campo magnético anômalo – Dz (Milligan & Gunn, 1997); Amplitude do Sinal Analítico – ASA (Nabighian, 1972, 1974); Tilt Derivative (Verduzco *et al*, 2004). Esses filtros tem a função de realçar as anomalias de acordo com a necessidade indicada, a fim de aprimorar o mapeamento das mesmas. Os dados gamaespectrométricos por sua vez foram processados o diagrama de composição ternária (RGB), mapas de contagens individuais e totais (CT) dos radioelementos, os mapas de razões entre eles (U/Th, U/K e Th/K) (Dickson e Scott, 1997; Minty, 1997), Fator F (Gnojek e Prichystal 1985) e potássio anômalo (Pires, 1995).

O dado original, fornecido pela CPRM, foi recortado para incluir apenas a área de estudo. Esse procedimento permitiu a execução de novos nivelamentos e micronivelamentos dos dados, considerando os melhores valores para a área de estudo e não toda a região do levantamento. As técnicas foram usadas respeitando o procedimento adotado pela CPRM e literatura (Fedi & Florio, 2003; Minty, 1991). Entretanto, é importante ressaltar que ao remover o ruído de alta frequência, dados associados a fontes rasas também são afetados

e podendo ser totalmente removidos no processo de filtragem. Por essa razão, apesar dos dados do mapa residual ainda apresentarem uma leve influência de ruído, os mapas utilizados foram considerados os melhores resultados pelos autores, para preservar a integridade dos dados. Todas as técnicas de filtragem foram aplicadas sobre o Campo Magnético Anômalo (CMA), com exceção do filtro da derivada Tilt.

RESULTADOS

Análise magnetométrica

O mapa do campo magnético anômalo (Fig. 3A) foi gerado após a remoção do IGRF, a partir da técnica da curvatura mínima, com células 12,5m

utilizando o *software* Geosoft Oasis Montaj. A Transformada de Fourier foi realizada, a fim de que os dados possam ser representados no domínio da frequência, juntamente com o cálculo do espectro de potência proposto por Bhattacharyya (1996). Com o gráfico do espectro de potência (Fig. 3B) foi possível filtrar os efeitos das fontes magnéticas muito rasas, com comprimento de onda menores, e das fontes magnéticas muito profundas, com comprimento de onda maiores (Spector & Grant, 1970). A remoção do componente regional foi feita utilizando-se a técnica do espectro de potência associado ao filtro passa-banda, onde foi feita uma filtragem interativa para a remoção dos efeitos das estruturas regionais profundas e dos ruídos, onde a partir disso, foi gerado um novo mapa magnético residual (Fig. 3C).

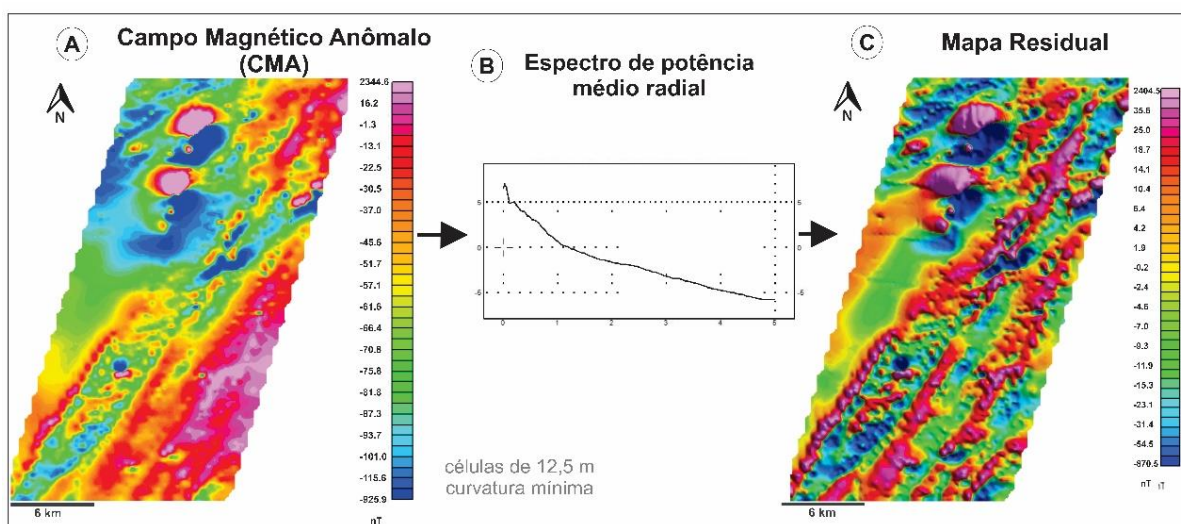


Figura 3- Grid do campo Magnético Anômalo (CMA) (A) com o gráfico do espectro de potência médio radial ilustrado (B) e mapa residual como resultado da remoção do componente regional (C).

FILTRAGEM DOS DADOS MAGNÉTICOS

A técnica de redução ao polo (RTP) (Fig. 4A), proposta por Baranov (1957), transforma uma anomalia de caráter dipolo-

lar em uma anomalia centralizada sobre a fonte. Esse filtro recalcula a intensidade como se estivessem localizadas no polo, onde a magnetização induzida é vertical (Telford *et al.*, 1976), sendo calculado por:

$$RTP = \frac{\rho}{[\sin(I) + i \cdot \cos(I) \cdot \cos(D - \Theta)]^2} \quad (1)$$

onde I é o número complexo, $\rho = (u^2 + v^2)^{1/2}$ do número de onda u e v nas direções x e y respectivamente, I é a inclinação magnética, D a declinação magnética e Θ equivale a $\tan^{-1}(v/u)$.

Entretanto esse filtro pode apresentar instabilidade numérica quando aplicado a baixas latitudes quando a inclinação se aproxima de 0° . Na prática, baixas latitudes geralmente significam um valor de inclinação absoluto contido em um intervalo de $\pm 20^\circ$ (Grant & Dodds, 1972, Macleod *et al.*, 1993). Uma vez que a área de estudo localiza-se próximo ao equador, precisa-se calcular a inclinação do campo magnético para a correção de amplitude (ângulo complementar da inclinação magnética (Grand & Dodds, 1972). Após a interpretação dos dados magnéticos reduzidos ao polo, foram individualizados três domínios magnéticos (Fig. 4A), domínio A, domínio B e domínio C. O domínio A ocorre na parte noroeste da área, apresenta um relevo magnético irregular, marcado por fortes dipolos que representam as formações ferríferas da formação Jucurutu. O domínio B ocorre alongado em toda parte leste do mapa. Ele se caracteriza por apresentar longos e marcantes alinhamentos magnéticos na direção NNE-SSW que estão associados às zonas de cisalhamento Santa Mônica, Serra Verde e São Francisco. O domínio C ocorre na porção centro-oeste da área apresentando um padrão suave e sem alinhamentos magnéticos aparentes. Este domínio é correlacionado ao espesso pacote metassedimentar do Grupo

Seridó, que nessa área, não apresenta nenhuma rocha magnética no seu interior.

O filtro da primeira derivada vertical (Dz) (Fig. 4B) do campo magnético anômalo tem como intuito centrar os altos picos de anomalias sobre as fontes magnéticas causadoras até em casos onde os corpos são finos/estreitos, realçando as bordas desses corpos (Milligan & Gunn, 1997). Ou seja, esse filtro realça o gradiente vertical, amplifica a informação de comprimento de ondas curtos em relação aos longos e esse realce pode fornecer informações sobre os contatos, descontinuidades e lineamentos magnéticos (Blakely, 1996). A área estudada possui alinhamentos magnéticos alongados (>30 km) em toda sua porção leste. A direção principal dos alinhamentos é NNE-SSW, sendo correlacionados às zonas de cisalhamento principais Serra Verde, Santa Mônica e São Francisco. Lineamentos menores (até 7 km) na direção ENE-WSW truncam os lineamentos predominantes NNE-SSW, sendo possivelmente correlacionados a um evento posterior ao da formação das zonas de cisalhamento. Há ainda os lineamentos de direção E-W mais discretos (5 km) na porção oeste da área, que podem ser correlacionado aos diques do magmatismo cretáceo Ceará-mirim.

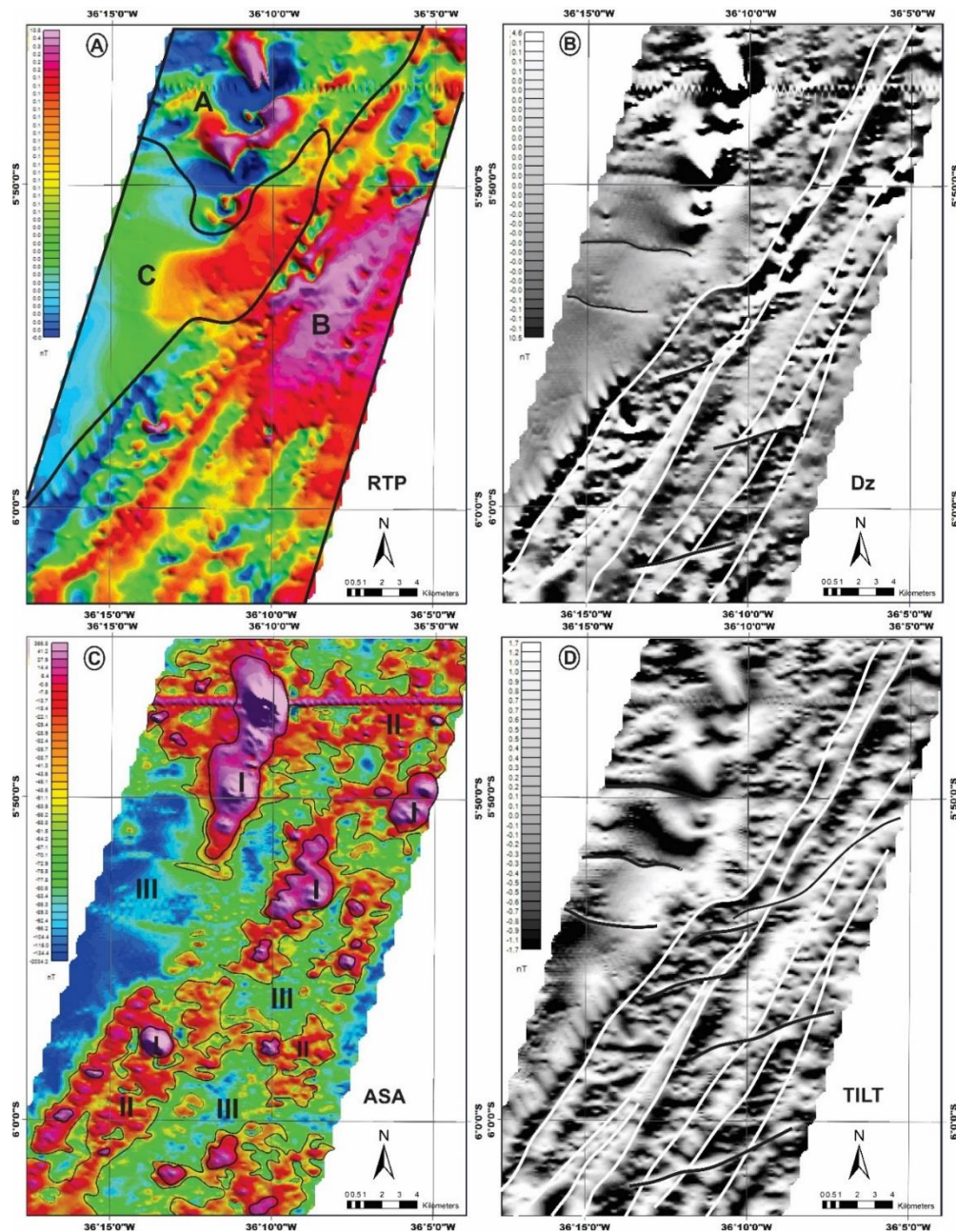


Figura 4- Imagens interpretadas do campo reduzido ao polo magnético da área de estudo (A), da derivada vertical de primeira ordem do campo magnético anômalo (B), da amplitude do sinal analítico (C) e da derivada Tilt (D).

A amplitude do sinal analítico (ASA) (Fig. 4C) correlaciona as primeiras derivadas horizontais e verticais da anomalia magnética, tornando-se independente da direção de magnetização da fonte e da direção do campo magnético da Terra (Nabighian *et al.*, 1974, 2005, Blakely 1996). As

anomalias mais altas são simétricas e bastante utilizadas na definição de borda de corpos grandes e centro no caso de corpos pequenos, o que diz sobre a posição e geometria das fontes. (Nabighian, 1972, 1974). A fórmula para o cálculo do ASA encontra-se descrita abaixo:

$$|ASA| = \sqrt{\left[\left(\frac{\partial G}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial G}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial G}{\partial z}\right)^2\right]} \quad (2),$$

onde $\frac{\partial G}{\partial x}$ é derivada horizontal na direção x, $\frac{\partial G}{\partial y}$ corresponde à derivada horizontal na direção y e $\frac{\partial G}{\partial z}$ é a primeira derivada vertical do campo magnético anômalo.

Três domínios foram individualizados (Fig. 4C) de acordo com a imagem ASA obtida. O domínio I é representado pelas anomalias de alto relevo magnético (6,4-366,8 nT) que se correlacionam às formações ferríferas da Formação Jucurutu, aos gabros e dioritos da Suíte intrusiva São João do Sabugi e aos plugs de olivina basaltos do Basalto Macau. O domínio II é representado por um relevo mediano (-51,1 – 6,3 nT) onde ocorrem litotipos do Grupo Seridó e do Complexo Caicó, principalmente ao longo das zonas de cisalhamento. Neste domínio está inserido os skarns da Formação Jucurutu, incluindo a Mina Bon-

fim. O domínio III possui um relevo magnético suave com intensidades muito baixas (-2034,2 - -50 nT). Ele ocorre principalmente na porção oeste da área e está correlacionado aos micaxistos e granada micaxistos da Formação Seridó, o que provavelmente atenua o sinal devido à sua espessura. O filtro da Derivada Tilt (Tilt) (Fig. 4D), similarmente ao ASA, correlaciona as derivadas verticais e horizontais. A diferença é que no Tilt normaliza-se a derivada vertical em relação à horizontal total. Esse filtro é calculado a partir da equação:

$$TILT = \tan^{-1} \left\{ \frac{\left(\frac{\partial G}{\partial z}\right)^2}{\sqrt{\left(\frac{\partial G}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial G}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial G}{\partial z}\right)^2}} \right\} \quad (3),$$

De acordo com Verduzco *et al.* (2004) o filtro destaca as anomalias rasas e atenua a resposta dos ruídos. Os lineamentos interpretados a partir da derivada Tilt foram semelhantes aos encontrados pela primeira derivada vertical, porém as estruturas posteriores ENE-WSW ficaram melhor delimitadas, possivelmente por serem estruturas mais rasas.

Análise gamaespectrométrica

Os primeiros produtos gerados a partir dos dados gamaespectrométricos foram os mapas de contagens individuais dos elementos: eTh(ppm) (Fig. 5C), K(%) (Fig. 5D) e eU(ppm) (Fig. 5E) na área

estudada. Com base nesses três mapas os mapas de razões entre eles foram confeccionados (Fig. 5A,B), bem como o mapa da distribuição da Contagem Total dos elementos (CT) (Fig. 5F), que é o somatório de todas as contagens individuais dentro da janela de energia 0,41-2,81 MeV e o mapa Ternário (RGB) (Fig. 5G), que consiste na composição dos mapas individuais com um padrão de cores RGB associado, onde R (*red*) representa o potássio (%), G (*green*) o tório (ppm) e B (*blue*) o urânio (ppm). A figura 5 ilustra os processos e mapas confeccionados.

Os mapas de razões são utilizados quando o objetivo é destacar a diferença de uma concentração em relação a outra num corpo granítico ou para identificar altera-

ções hidrotermais com concentrações de K (Ribeiro *et al.*, 2013). Para identificar alterações hidrotermais na região, foram gerados mapas de razões Th/K (Fig. 5A) e U/K (Fig. 5B). Os dois mapas mostram um enriquecimento de potássio em relação aos outros elementos tanto na direção preferencial das zonas de cisalhamento quanto na parte oeste do mapa, sendo correlacionado aos micaxistos e granada micaxistos da Formação Seridó, uma vez que o teor registrado de potássio nas micas é alto (eg. Biotita $\pm 6-8\%$, Muscovita $\pm 8-10\%$). Por não apresentar informações significativas,

uma vez que o comportamento desses elementos é muito similar ao longo da área de estudo, optou-se por não utilizar a razão U/Th. O mapa ternário (Fig. 5G) também é utilizado para exaltar áreas diferentes e contrastantes das concentrações dos três elementos, alinhado com a geologia local, ele mostra variações heterogêneas, porém todas seguem a mesma direção preferencial NNE das estruturas principais. A maior concentração de potássio continua evidenciada nas zonas de cisalhamento e nas áreas onde ocorrem os gnaisses e migmatitos do Complexo Caicó.

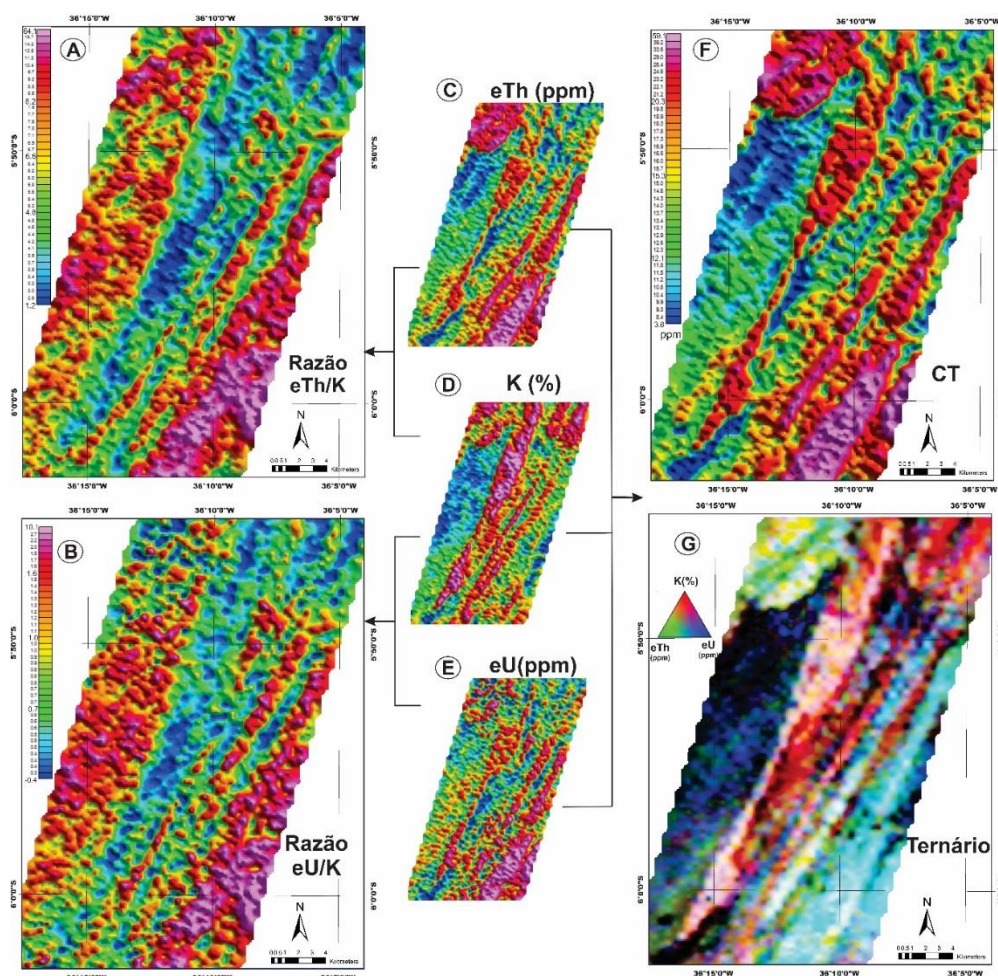


Figura 5: mapas das razões eTh/K (A), eU/K (B), mapa da distribuição da Contagem Total dos elementos (CT) (C) e de composição ternária RGB (K,eTh,eU) gerandos a partir dos grids de contagens individuais dos elementos (Th, K e U).

FATOR F E POTÁSSIO ANÔMALO

Também com o intuito de ressaltar a concentração de um radioelemento em

relação à outro, foi desenvolvido por Gnojek & Prichystal (1985), o cálculo do fator

$$F = K * \frac{\epsilon U}{\epsilon Th} \quad (4).$$

Esse cálculo mostra o enriquecimento do potássio e do urânio em relação ao tório em áreas de alteração hidrotermal (Ribeiro *et al.*, 2003). O mapa do parâmetro *f* da área estudada mostra esse enriquecimento ao longo da direção preferencial NNE das zonas de cisalhamento e disseminado pelas litologias adjacentes.

Outra forma adicional de identificar o enriquecimento de potássio e urânio em uma alteração hidrotermal é o cálculo do Potássio anômalo (Fig. 6B), proposto por Pires (1995). Nesse mapa podemos retirar a interferência das concentrações de potás-

F (Fig. 6A). A fórmula matemática é definida da seguinte forma:

sio na litologia, que representam as contribuições primárias na formação do litotipo, e observar apenas as acumulações secundárias, referentes ao enriquecimento posterior. Para tal, normaliza-se os dados de potássio em função do tório e a diferença entre os valores esperados para o potássio e os valores reais indicam o acúmulo secundário do radioelemento K. No mapa da área de estudo, as possíveis áreas de enriquecimento aparecem delimitadas e concentradas com mais eficiência ao longo das zonas de cisalhamento.

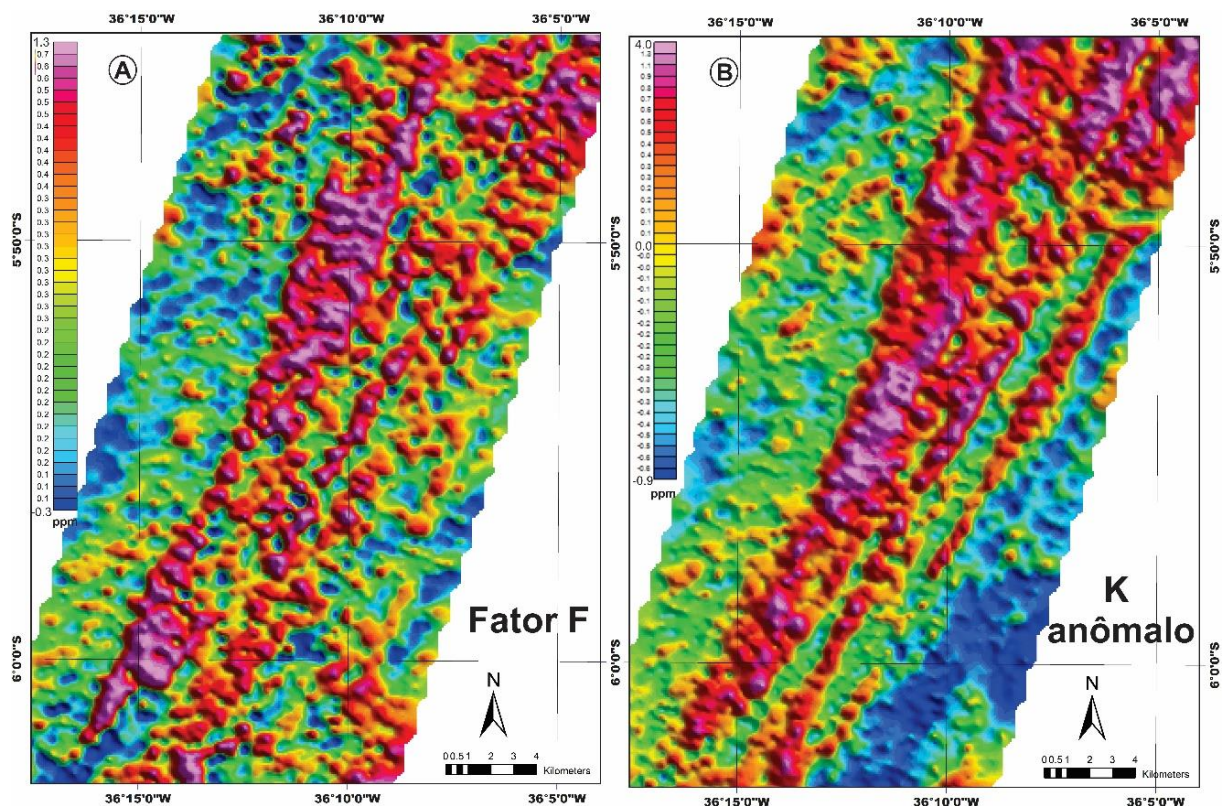


Figura 6- Mapa do Fator F (A) e Mapa do Potássio Anômalo (B) da área estudada

Nayara Moreira de Mesquita et al.

Os mapas que melhor representam as áreas de interesse econômico para Au-Bi-W fo-

ram o mapa de potássio anômalo, que evidencia áreas de alteração hidrotermal e da

primeira derivada vertical (Dz), onde é possível delimitar as zonas de cisalhamento, que funcionam como condutos do fluido. Esses dois mapas foram sobrepostos, através da fusão de imagem, adicionados ocorrências de Au, W e a localidade da Mina Bonfim, a fim de correlacionar zonas comum de interesse na prospecção de Au-Bi, como mostra a figura 7A. Como a mineralização de ouro da Mina Bonfim está associada à mineralização de bismuto e tungstênio, as áreas com ocorrências desses elementos, associados à resposta geofísica favorável nos mapas apresentados, representam zonas potenciais de prospecção de Au-Bi. Com base nas divisões dos domínios magnéticos do mapa do Sinal

Análítico (ASA) pode-se perceber que a zona de skarns mineralizados em ouro não está associada à fortes anomalias (Zona I) e sim à anomalias pequenas e secundárias (Zona II) como mostrado no recorte na área da Mina Bonfim, onde foi delimitada uma pequena anomalia, medindo 0,5 km que possivelmente está associada ao skarn mineralizado em Au da Mina Bonfim e quatro potenciais anomalias similares (medindo 260 m, 1 km, 600 m e 270 m respectivamente). Os skarns da Mina Bonfim, apresentam minerais magnéticos associados à sua paragênese mineral, como magnetita, ilmenita e pirrotita o que pode ser a razão da sua resposta magnética.

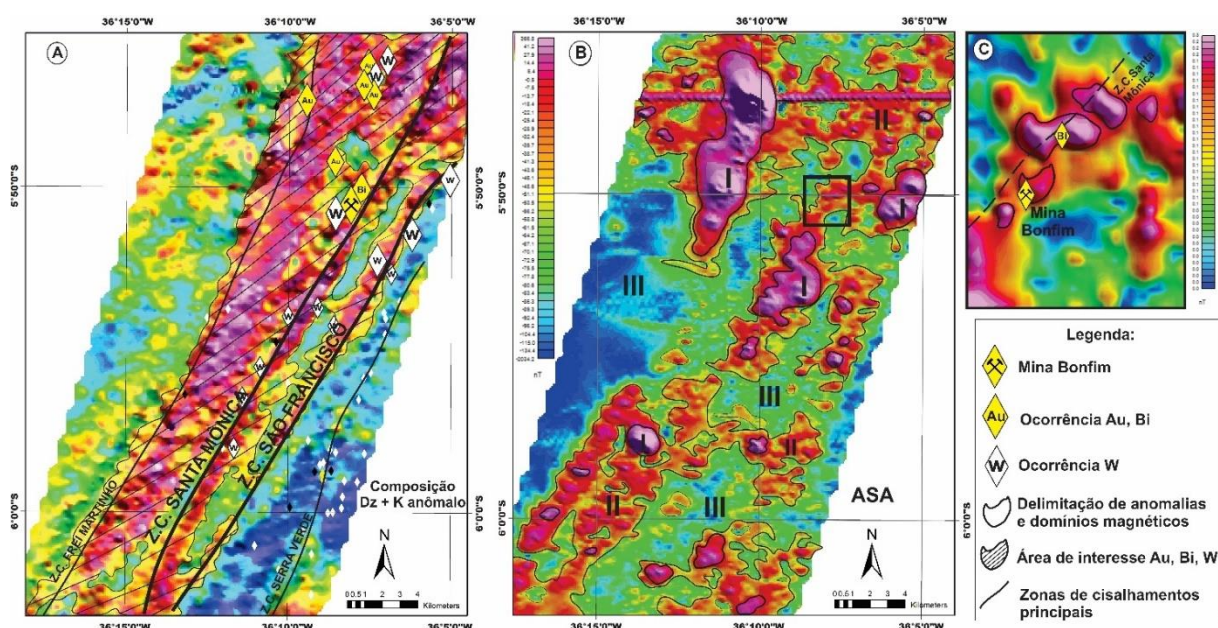


Figura 7- Fusão de imagem da primeira derivada vertical (Dz) e mapas de potássio anômalos com as ocorrências de ouro e tungstênio evidenciadas e área de interesse comum para prospecção de Au, Bi e W hachurada (A). Mapas de domínios magnéticos do mapa da Derivada do Sinal Analítico (ASA) com recorte da área da Mina Bonfim (B). Zoom da anomalia da Mina Bonfim e quatro pequenas anomalias similares (C).

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A mineralização de Au-Bi, W-Mo dos skarns do Cinturão Seridó possuem controles estruturais bem marcados ao longo das zonas de cisalhamento pelos mapas magnetométricos. Assim como, os resulta-

dos gamaespectrométricos também mostram possíveis alterações hidrotermais ao longo das zonas de cisalhamento como determinantes para que as minerações ocorram. As primeiras correlações nos mapas magnetométricos foram feitas em termos de estruturas associadas à

mineralizações de Au, Mo, Bi, W (em amarelo), somente W (em branco) e Fe (preto). As mineralizações de Ouro são nossos alvos principais, porém é importante destacar as anomalias isoladas de Tungstênio, pois há possibilidade de ter ouro associado diante de parâmetros similares às ocorrências de Au+W. As anomalias de Ferro foram destacadas tanto por apresentarem respostas altas nos mapas, quanto por estarem associadas à rochas máficas e ultramáficas, que podem ter sido a origem do fluido mineralizante de Au.

Nos mapas de derivada *Tilt*, *ASA*, *Residual* e *Dz* fica bastante evidente a estruturação com direção preferencial NE-SW principal da área. A zona de cisalhamento Santa Mônica, é facilmente indentificada nesses mapas, assim como outras de mesma direção preferencial à leste e oeste desta. (Ex. Zonas de cisalhamento São Francisco e Serra Verde). No mapa de *ASA* pode-se observar picos de anomalias que provavelmente estão correlacionadas aos gabros da Suite Intrusiva São João do Sabugi e às formações ferríferas da Formação Jucurutu. Ainda observando o *ASA*, pode-se observar pequenos corpos de anomalias médias a altas ao longo das zona de cisalhamento e próximo as contatos entre os granitos e mármore da Formação Jucurutu e xistos da Formação Seridó, que estão sempre associados com as mineralizações. Ainda é possível observar possíveis diques pegmatíticos E-W a oeste que são importante pois segundo estudos recentes de Hollanda *et al.* (2017) com dados isotópicos nos skarns de Bonfim (524 ± 2 Ma) correlacionaram as mineralizações progradadas de W-Mo com intrusões pegmatíticas próximas de Li-Ta de idade semelhante.

Os mapas das razões, Fator F e K anômalo mostram um claro enriquecimento de Pótássio em relação aos outros elementos nas zonas de cisalhamento as quais também estão associadas as mineralizações

de Au-Bi, Mo-W. Pode-se observar tanto no mapa do Fator F quanto no K anômalo, uma área central enriquecida (*trend* NE-SW). Essa área, possui litologia semelhante a área no extremo, ambos são micaxistos da Formação Seridó, porém, a porção que não está associada ao sistema de zonas de cisalhamento NE-SW, não apresenta enriquecimento em potássio. O que possivelmente indica que nessa área houve alteração hidrotermal.

Agradecimentos

A autora agradece a bolsa de estudos concedida pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento científico e tecnológico (CNPq). Os autores agradecem ao Serviço Geológico Brasileiro (CPRM) por disponibilizar os dados geofísicos utilizados nesse trabalho e à Mina Bonfim pela parceria para realização do projeto.

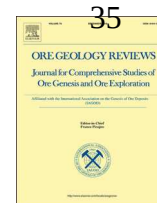
REFERÊNCIAS

- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth Sci. Rev.* 17, 1–29.
- Araújo, M.N.C., Vasconcelos, P.M., Silva, F.C.A., Jardim de Sá, E.F., Sá J.M., 2005. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of gold mineralization in Brasiliano strike-slip shear zones in the Borborema Province, NE Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 19, 445–460.
- Archanjo, C.J., Viegas, L.G.F., Hollanda, M.H.B.M., Souza, L.C., Liu, D., 2013. Timing of the HT/LP transpression in the Neoproterozoic Seridó Belt (Borborema Province, Brazil): constraints from U-Pb (SHRIMP) geochronology and implications for the connections between NE Brazil and West Africa. *Gondwana Res.* 23, 701–714.
- Archanjo, C.J., 1993. Fabriques de plutons granitiques et déformation crustal du nord-est du Brésil: une étude par

- anisotropie de susceptibilité magnétique de granites ferromagnétiques. Dr.Sc. thesis, Lab Pétroph et Tect, Univ de Toulouse III, France. 167 p.
- Archanjo, C.J., Bouchez, J.L., 1991. Le Seridó, une chaîne tectono-compressive dextre au Proterozoïque Supérieur du Nord-Est du Brésil. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 168, 509-520.
- Caby, R., Arthaud, M.H., Archanjo, C.J., 1995. Lithostratigraphy and petrostructural characterization of supracrustal units in the Brasiliano Belt of northeast Brazil: geodynamic implications. *J. S. Am. Earth Sci.* 8, 235-246.
- Caby, R., Sial, A.N., Arthaud, M.H., Vauchez, A., 1991. Crustal evolution and the Brasiliano Orogeny in Northeast Brazil, in: Dallmeyer, R.D., Lecorche, J.P. (Eds.), *The West African orogens and circum-Atlantic correlatives*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 373-397.
- Clark, R.N. 1999. Spectroscopy of rocks and minerals, and principles of spectroscopy. In: Rencz, A.N. (Ed.). *Manual of remote sensing, Volume 3, Remote Sensing for the Earth Science*. New York: John Wiley and Sons, p 3- 58.
- Baranov, V., 1957. A new method for interpretation of aeromagnetic maps: Pseudo-gravimetric anomalies. *Geophysics*, 22, 359-383.
- Bhattacharyya, B.K. 1960. Continuous spectrum of the total-magnetic-field anomaly due to a rectangular prismatic body. *Geophysics*, 31(1): 97-121.
- Blakely, R.J. 1996. *Potential theory in gravity & magnetic applications*. Cambridge, Cambridge University Press. 441p.
- Dickson, B.L., Scott K.M. 1997. Interpretation of aerial gamma-ray surveys – adding the geochemical factors. *AGSO J. Aust. Geology & Geophysics*. 17(2):187-200.
- Fedi, M., Florio, G. 2003 Decorrugation and removal of directional trends of magnetic fields by the wavelet transform: application to archaeological areas. *Geophysical Prospecting*, 51, 261-273
- Fornazzer Neto, L., Ferreira F.J.F. 2003. Gamaespectrometria integrada a dados exploratórios multifonte em ambiente SIG aplicada à prospecção de ouro na folha Botuverá, SC. *Rev. Bras. Geoc.* 33(2-Supl.):197-208.
- Gnojek I., Prichystal A. 1985. A new zinc mineralization detected by airborne gamma-ray spectrometry in Northern Moravia (Czechoslovakia). *Geoexploration*. 23(4):491-502
- Goodfellow, W. D.; McCutcheon, S. R.; Peter, J. M. 2003. Massive sulfide deposits of the Bathurst Mining Camp, New Brunswick, and Northern Maine: introduction and summary of findings. In: Goodfellow, W. D.; McCutcheon, S. R.; Peter, J. M. (Eds.), *Massive Sulfide Deposits of the Bathurst Mining Camp, New Brunswick, and Northern Maine: Economic Geology Monograph 11*. Society of Economic Geologists, Canada, pp. 1– 16.
- Grant, F. S., Dodds, J. 1972. MAGMAP FFT processing system development notes: Paterson Grant and Watson Limited.
- Hollanda, M.H.B.M., Souza Neto, J.A., Archanjo, C.J., Stein, H., Maia, A.C.S., 2017. Age of the granitic magmatism and the W-Mo mineralization in skarns of the Seridó belt (NE Brazil) based on zircon U-Pb (SHRIMP) and molybdenite Re-Os dating. *J. S. Am. Earth Sci.* 79, 1-11.
- Hollanda, M.H.B.M., Archanjo, C.J., Bautista, J.R., Souza, L.C., 2015. Detrital zircon ages and Nd isotope compositions of the Seridó and Lavras de Mangabeira basins (Borborema Province, NE Brazil): evidence for

- exhumation and recycling associated with a major shift in sedimentary provenance. *Precambrian Res.* 258, 186-207.
- IAEA. 2003. Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data. Viena: Intern. Atomic Energy Agency. 179 p.
- Macleod, I.N., Jones, K., Dai, T.F., 1993. 3-D analytic signal in the interpretation of total magnetic field data at low magnetic latitudes. *Explor. Geophys.* **24**: 679–688.
- Meinert, L.D., 1992. Skarns and skarn deposits. *Geosci. Can.* 19, 145-162.
- Milligan, P.R., Gunn P.J. 1997. Enhancement and presentation of airborne geophysical data. *AGSO Jour.of Aus.Geol. & Geoph.*, **17**(2): 62-75.
- Minty, B.R.S. 1988. A review of airborne gamma-ray spectrometric data-processing techniques. Canberra: Australian Gov. Publ. Service. 48 p.
- Minty, B. R. S. 1991. Simple Micro-Levelling for Aeromagnetic Data. *Exploration Geophysics*, v.22, p.591-592.
- Nabighian, N.M., Grauch V.J.S., Hansen R.O., LaFehr T.R., Li Y., Pierce J.W., Phillips J.D., Ruder M.E. 2005. The historical development of the magnetic method in exploration. *Geophysics*, **70**(6): 33ND-61ND.
- Nabighian, N.M.1974. Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross section. *Geophysics*, **39**(1): 85-92.
- Nabighian, N.M. 1972. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross section: its properties and use for automated anomaly interpretation, *Geophysics*, **37**(3): 507–517.
- Pires, A. C.B. 1995. Identificação geofísica de áreas de alteração hidrotermal, Crixás Guarinos, Goiás. *Rev. Bras. de Geoc.* 25(1); 61-68
- Ribeiro, V.B., Louro V.H.A., Mantovani M.S.M. 2013. Geophysical study of the Sertãozinho, Rio Aguapeí and Nova anomalies (SW of Mato Grosso, Brazil). In: Intern. Congr. Braz. Geophys. Soc., 13, 2013. Anais... Rio de Janeiro. SBGf
- Santos, E. J., Souza Neto, J. A., Silva, M. R. R., Beurlen, H., Cavalcanti, J.A.D., Silva, M.G., Dias, V.M., Costa, A.F., Santos, L.C.M.L., Santos, R.B., 2014. Metalogênese das porções norte e central da Província Borborema, in: Silva, M.G., Rocha Neto, M.B., Jost, H., Kuyumjian, R.M. (Orgs.), Metalogênese das províncias tectônicas brasileiras, CPRM, Belo Horizonte, pp. 343-388.
- Shives, R.B.K.; Charbonneau, B.W.; Ford, K.I. 1997. The detection of potassic alteration by gamma-ray spectrometry–recognition of alteration related to mineralization. in: Gubins, A.G. (ed.), 1997: Proceedings of exploration 97: Fourth decennial inter. conference on min. expl., pp. 741–752
- Souza Neto, J.A., Sonnet P. H, Legrand J. M., Volfinger, M., Pascal M. L., 2008 W–Au skarns in the Neo-Proterozoic Seridó Mobile Belt, Borborema Province in northeastern Brazil: an overview with emphasis on the Bonfim deposit. *Miner Deposita* 43, 185 – 205
- Spector, A., Grant F.S. 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35(2): 293-302.
- Telford, W.M.; Geldart, L.P.; Sheriff, R.E.; Keus, D.A., 1976. Applied Geophysics. Cambridge. Cambridge University Press. 860 p.
- Telford, W.M., Geldart L.P., Sheriff R.E. 1990. Applied geophysics. 2 ed. Nova Iorque: Univ. Cambridge. 770p
- Van Schmus, W.R., Oliveira, E.P., Silva Filho, A.F., Toteu, F.S., Penaye, J., Guimarães, I.P., 2008. Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central Af-

- rican Fold Belt, Geological Society Special Publication 294, pp. 69–99.
- Verduzco, B.; Fairhead, C.; Green, C.; Mackenzie, C., 2004. New insights into magnetic derivatives for structural mapping. *The Leading Edge*. 23:116-119
- Wilford, J.R., Bierwirth P.N., Craig M.A. 1997. Application of airborne gamma-ray spectrometry in soil/ regolith mapping and applied geomorphology. *Journal of Australian Geology & Geophysics*, 17(2): 201-216.



The use of reflectance spectroscopy and the prehnite spectral index to target gold mineralization at the Bonfim polymetallic skarn deposit, Seridó Mobile Belt, Borborema Province, Brazil



Nayara Moreira de Mesquita^{*,1}, Thais Andressa Carrino², João Adauto de Souza Neto³

Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, Av. da Arquitetura, s/n, 50740-550 Recife, PE, Brazil

ARTICLE INFO

Keywords:

Seridó Mobile Belt
Bonfim Au-W-Mo skarn
Hydrothermal alteration
Brazil
VNIR-SWIR

ABSTRACT

The Seridó Mobile Belt hosts numerous mineralized skarns in the Borborema Province, northeastern Brazil. The Bonfim W-Mo-Au-Bi-Te skarn occurs within a Neoproterozoic metasedimentary sequence (Seridó Group), within marble and schist lenses, or at the contacts between both. An ASD-FieldSpec™ 3 High-Resolution spectrometer was used to characterize the mineralogy of a representative drill core interval (181 m) from the Bonfim deposit, in order to generate the spectral characterization to define the gold mineralization. Skarns are characterized by the presence of diopside, actinolite-tremolite, clinozoisite-zoisite, muscovite and prehnite. Prehnite and epidote constitute the main components of the calc-silicate assemblage associated with late-stage gold mineralization. The diagnostic absorption feature of prehnite at 1478 nm (OH) can be used to identify its presence, and the prehnite index proposed in this case study (a reflectance ratio of 1465 nm/1478 nm) allows highlighting the prehnite enriched sections along the core. Geochemical data show a positive correlation between gold and the presence of a prehnite absorption at 1478 nm. The results suggest that the prehnite spectral signature can be used as a reliable and efficient (rapid) indicator for gold skarns, perhaps under geologically similar circumstances to those at Bonfim.

1. Introduction

The Seridó Mobile Belt, located in the Borborema Province (Fig. 1A), hosts the largest skarn deposits in Brazil (Souza Neto et al., 2008; Santos et al., 2014). This part of the belt is known as the Seridó Tungsten Province (Fig. 1B) and comprises almost 700 occurrences of W-Mo skarns (e.g., Brejuí, Bodó, Bonito, Malhada Limpa, Bonfim and Quixabá), including two gold-rich skarns (Itajubatiba and Bonfim – Fig. 1B), as documented by Souza Neto et al. (2008).

The Bonfim skarn deposit is located near the city of Lajes (Rio Grande do Norte state) and it is the only deposit in Brazil where W-Mo and Au-Bi-Te assemblages occur together, forming polymetallic skarns (Souza Neto et al., 2008; Santos et al., 2014). In general, skarns are formed during contact or regional metamorphism, involving metasomatic processes related to igneous, metamorphic or marine/meteoritic fluids, and are controlled by plutons, shear zones and faults (Meinert, 1992). A mineralogical definition of skarn includes calc-silicate

minerals of the prograde stage, mainly garnet and pyroxene, that are formed under high temperatures (in general, 600–800 °C) and by metasomatic fluids. With the decrease of the hydrothermal activity, a cooler stage (< 400 °C) forms a retrograde assemblage that, in general, overprints the early skarn mineralogy, usually forming hydrous (e.g., epidote, chlorite, amphibole) and sulfide minerals (Meinert, 1992; Meinert et al., 2005). The hydrothermal mineral zoning varies for each skarn due to the composition and texture of the protolith (e.g., marble, schist), the depth of formation, the fluid/rock ratio, and the respective structural setting, with numerous examples being mined worldwide (e.g., Fe, W, Mo, Au, Cu, Zn, Sn ores) (Meinert, 1992; Meinert et al., 2005).

The chemical and mineralogical variations caused by hydrothermal processes can be recognized using spectral technologies based on the record of reflectance and emittance spectra of targets, acquired with the use of multi- and hyperspectral airborne and orbital platforms and, increasingly, with the use of portable sensors for the acquisition of point

* Corresponding author.

E-mail address: nayara.mesquita@ufpe.br (N.M. de Mesquita).

¹ ORCID ID: <https://orcid.org/0000-0001-9978-5650>.

² ORCID ID: <https://orcid.org/0000-0001-8528-5225>.

³ ORCID ID: <https://orcid.org/0000-0002-9870-7113>.

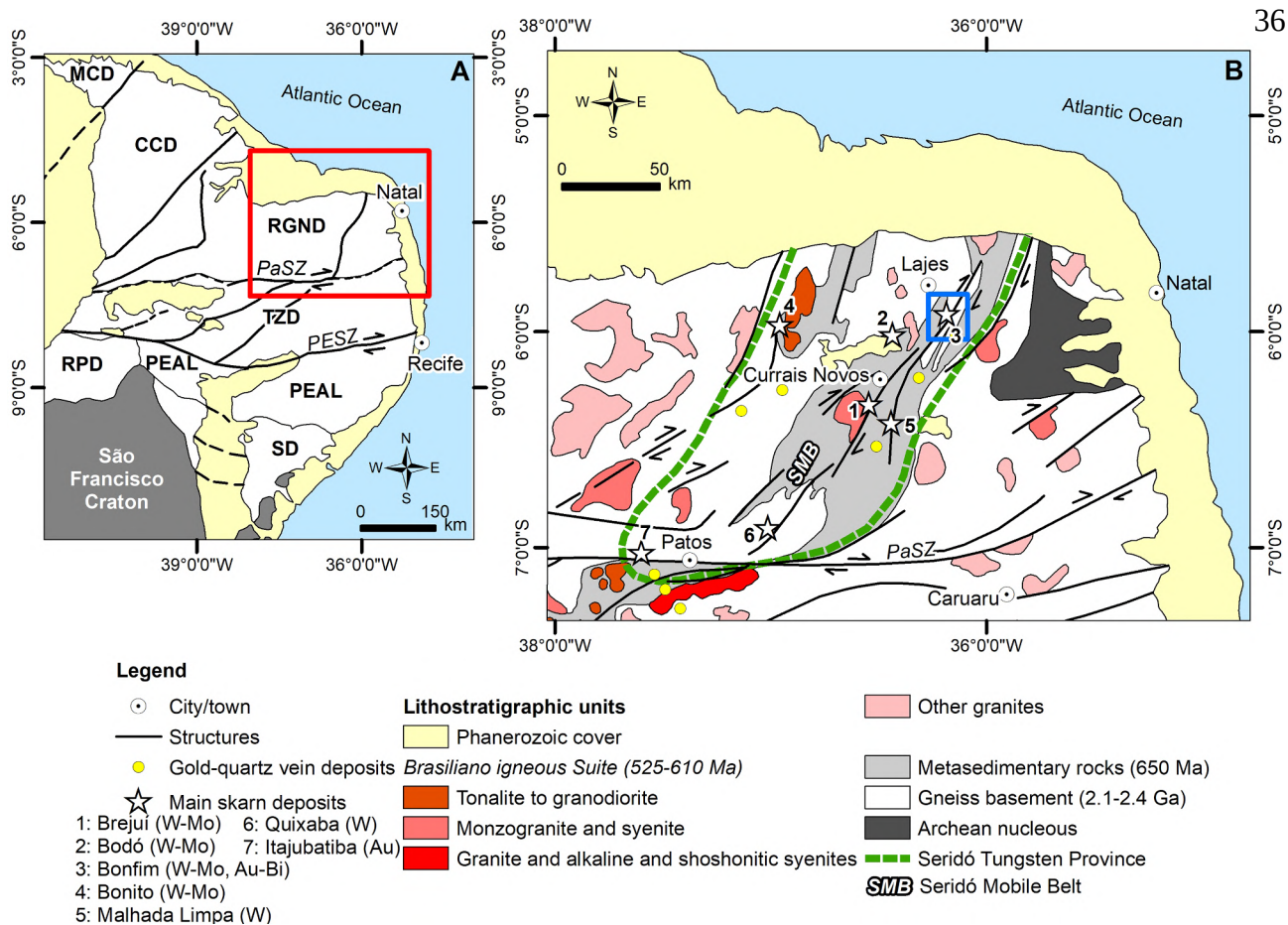


Fig. 1. Simplified geological map of the Borborema Province (A) (modified from Van Schmus et al., 2008), and a detail of the Seridó Mobile Belt, the Seridó Tungsten Province and main skarn and gold-quartz vein deposits in the Rio Grande do Norte Domain (B) (adapted from Archanjo, 1993; Souza Neto et al., 2008). Blue polygon represents the Bonfim deposit area. Domains of the Borborema Province: CCD = Ceará Central; MCD = Médio Coreau; PEAL = Pernambuco-Alagoas; RGND = Rio Grande do Norte; RPD = Riacho do Pontal; SD = Sergipano; TZD = Transversal Zone. PaSZ = Patos Shear Zone; PESZ = Pernambuco Shear Zone. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Table 1
Skarn and ore mineral assemblage summary of Bonfim Deposit (Souza Neto, 1999; Souza Neto et al., 2008).

Stages	Mineralogy
Prograde	<i>Skarn replacing marble</i> : pyroxene (Hd ₁₁₋₄₈ -Jo ₁₋₃), amphibole (tremolite-magnesiohornblende), titanite, apatite, wollastonite, < olivine <i>Skarn replacing schist</i> : pyroxene (diopside), plagioclase (anorthite), garnet, amphibole (actinolite-magnesiohornblende), titanite, apatite, allanite, zircon, monazite
Retrograde	50–70% <i>skarn replacing marble</i> : amphibole (tremolite-magnesiohornblende), talc, serpentine, chlorite, recrystallized calcite <i>Skarn replacing schist</i> : alkali feldspar, clinozoisite-zoisite, sericite, biotite, amphibole (actinolite-magnesiohornblende; anthophyllite-cummingtonite in phlogopite-bearing schist), Fe-rich epidote, prehnite, chlorite, vesuvianite, scapolite, muscovite
Stages	Ore minerals
Early stage	Magnetite, pyrrhotite, chalcopyrite, pyrite, scheelite, molybdenite, «arsenopyrite
Late stage	Native bismuth, bismuthinite, joseite, chalcopyrite, esphalerite, native gold

Pyroxene composition expressed as mole percent hedenbergite (Hd) and Jo (johannsenite).

data (reflectance spectroscopy) and hyperspectral imaging of drill cores and outcrops (Coulter et al., 2017).
In this paper, a representative drill core section from the Bonfim deposit was studied to characterize hydrothermal alteration zones using

reflectance spectroscopy. This technique is useful in mineral prospecting studies (e.g., Swayze et al., 2014; Coulter et al., 2017; Carrino et al., 2018; Naletto et al., 2019), as it allows for a fast, non-destructive and qualitative mineralogical evaluation (Clark, 1999). This study aims

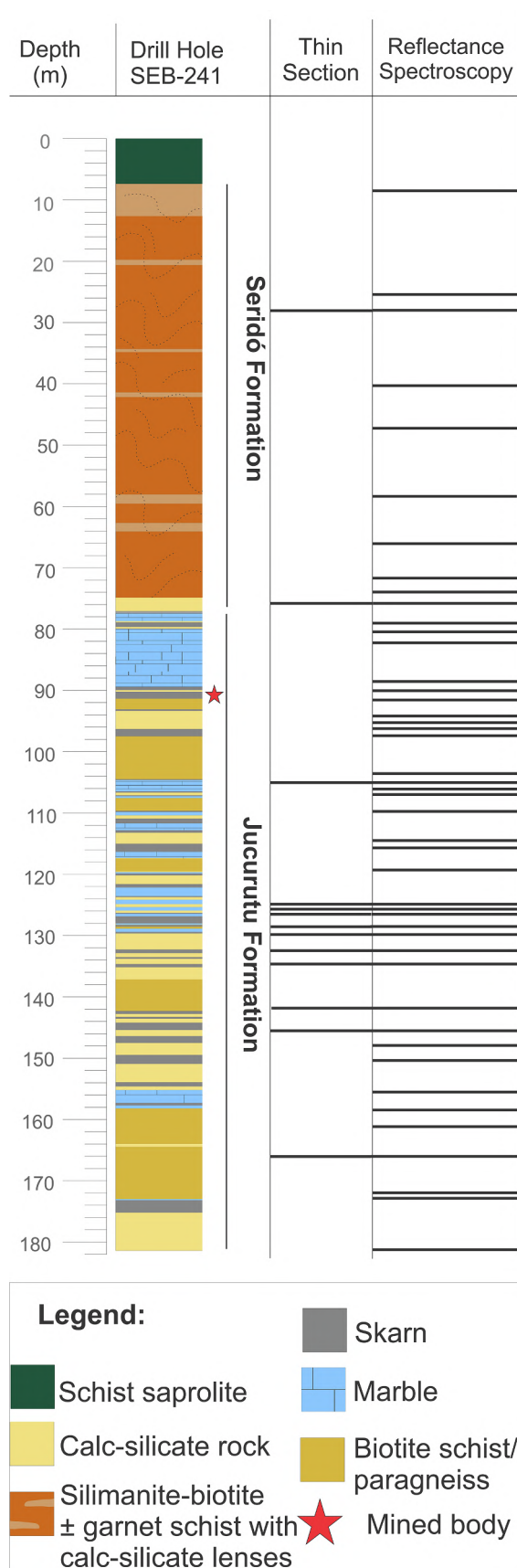


Fig. 2. Schematic section of drill core SEB-241 and depth intervals analyzed by reflectance spectroscopy and petrography.

to: (1) define a spectral library for the Bonfim-type skarn, and (2) target the spectral mineralogy of the late and gold-rich hydrothermal stage. Ultimately, this represents a potential new tool to aid mineral exploration in the Seridó Mobile Belt.

2. Skarn spectral characterization – A review of previous studies

Although skarns comprise one of the most abundant ore types in the world, and considering their well documented mineralogy (Meinert et al., 2005), there are very few studies on the use of remote sensing in the exploration of skarn deposits.

Windeler and Lyon (1991), Windeler (1993), Cudahy et al. (2001), and Costa et al. (2017) discuss relevant works using VNIR-SWIR-TIR (visible, near-infrared, short-wave and thermal infrared) remote sensing data in order to characterize the alteration mineralogy associated with W, W-Mo, and Cu skarns. This method has great potential to detect the chemical and structural variations of minerals, especially those containing metals (e.g., Fe, Cu, Mn) and molecules such as OH^- , metal-OH, water, and C-O, S-O, Si-O (Thompson et al., 1999; Pontual et al., 2008; Kerr et al., 2011; Coulter et al., 2017).

One of the first studies using remote sensing applied to skarn exploration was conducted at the Ludwig skarn. This skarn is associated with porphyry-epithermal-related alteration in the Yerington district, Nevada, and was investigated using a portable spectrometer and multispectral images acquired by the Geoscan MkII sensor by Windeler and Lyon (1991) and Windeler (1993). In these studies, the host rock (marble) and metasomatized dolomite were spectrally discriminated using VNIR-SWIR bands, whereas hornfels and prograde garnet-pyroxene skarns were identified by TIR data. A complementary study, based on the use of reflectance spectroscopy, HyMap VNIR-SWIR and SEBASS TIR imaging, was later performed by Cudahy et al. (2001) throughout the Yerington district. Within the skarns, Cu ore occurs as replacement bodies in contact metamorphic zones, associated with carbonate wall rocks. Spectrally, amphibole (actinolite-tremolite), epidote, calcite, dolomite, chlorite, diopside-hedenbergite and white mica are identified in the VNIR-SWIR range, whereas garnet (Fe-Al solid solution – andradite-grossular) can be discriminated in the TIR range, allowing for the definition of a spectral vector to locate skarn-type alteration associated with Fe-rich garnet endmembers.

In Brazil, Costa et al. (2017) investigate calc-silicate rocks from the Seridó Formation that host W-Mo mineralization in the Brejuí deposit, located in the Seridó Mobile Belt, approximately 60 km southeast of the Bonfim deposit (Fig. 1B). Reflectance spectroscopy was used for discriminating the spectral responses of retrograde mineralogy (chlorite, epidote, calcite, actinolite-hornblende, phengite, illite, nontronite, and gypsum related to sulfides), mapping the mineral assemblage using the Prospectir-VS hyperspectral sensor.

3. Geological setting

The Seridó Mobile Belt represents a NE-trending Neoproterozoic metasedimentary sequence, located in the Rio Grande do Norte Domain of the Borborema Province (Almeida et al., 1981; Santos et al., 2014; Fig. 1A). The belt is bounded to the south by the E-W Patos Shear Zone, and covered to the north by Phanerozoic sediments of the Potiguar Basin. It is also bordered, to the west and east, by the Caicó Complex, a Paleoproterozoic gneissic basement of 2.4–2.1 Ga with Archean nucleus (up to 3.5 Ga), the São Jose do Campestre Massif (Dantas et al., 2004, 2013; Hollanda et al., 2011; Velásquez Ruiz et al., 2019) (Fig. 1B).

The main structures of the Seridó Mobile Belt consist of NE-trending strike-slip shear zones. Upright to inclined, open-to-tight NE-trending

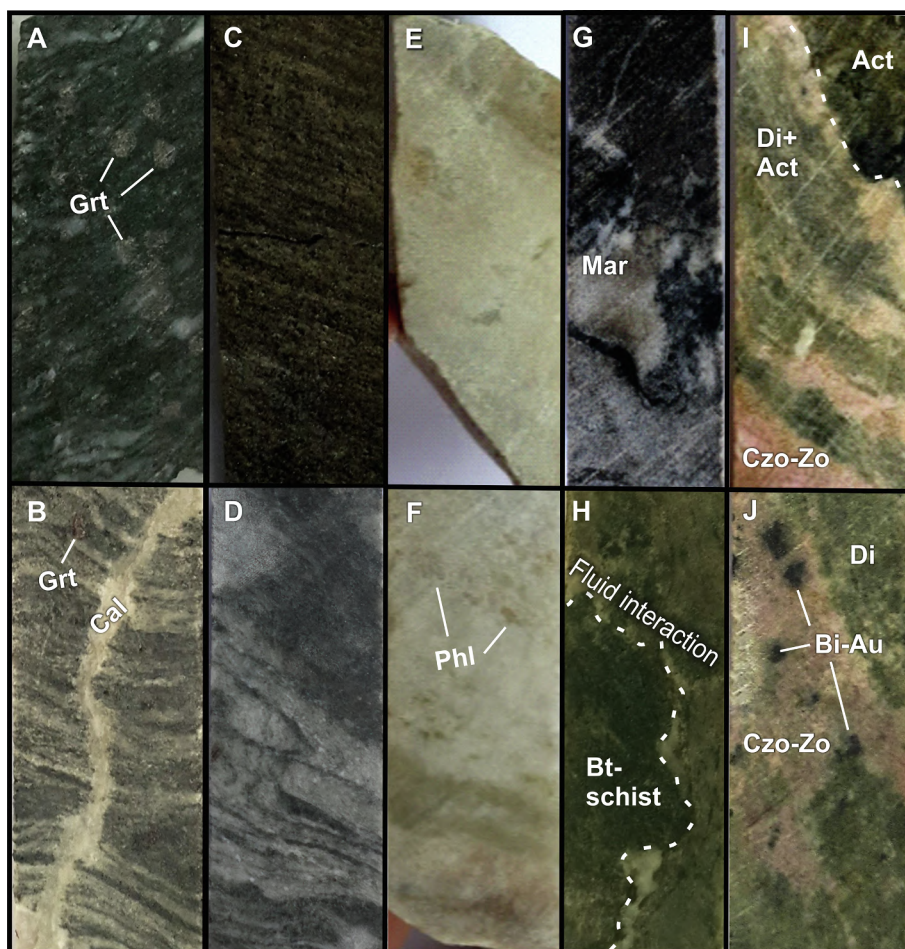


Fig. 3. Examples of lithologies and alteration zones from the drill core SEB-241. Zone 1: sillimanite-biotite $\pm$ garnet schist from the Seridó Formation (sample A03) (A), and its calc-silicate lenses with garnet remaining and calcite-filled fractures (sample A06) (B); Zone 2: biotite schist (C; sample A49) and paragneiss (D; sample A34) from the Jucurutu Formation; Zone 3: marble with minor phlogopite bands (E and F; samples A22 and A21, respectively); Zone 4: altered calc-silicate rock in marble (G; sample A41) and schist (Jucurutu Formation), the latter showing irregular contacts with biotite schist (H; sample A16); Zone 5: skarn (I; sample A15) and skarn with disseminated Bi-gold (J; sample A58). Samples with 5 cm width. Act = actinolite; Bi = bismuth; Bt = biotite; Cal = calcite; Czo = clinozoisite; Di = diopside; Grt = garnet; Mar = marble; Phl = phlogopite; Zo = zoisite.

folds define the main deformation phase. However, deformation also includes recumbent folds from the ductile thrust deformation (Archanjo and Bouchez, 1991; Caby et al., 1995; Araújo et al., 2005; Archanjo et al., 2013). The metamorphic overprint is related to the Brasiliano Orogeny affecting all lithologies and locally leading to partial melting and transcurrent shear zone developments (Caby et al., 1991; Souza Neto et al., 2008; Santos et al., 2014). Metamorphic conditions are characteristic for the greenschist facies, but they can locally be higher in the amphibolite or granulite facies in the central part of the belt, where the mineral assemblages consist of andalusite, cordierite and sillimanite, especially in the vicinity to the granite intrusions and shear zones (Hollanda et al., 2017). The Seridó Mobile Belt underwent an intense magmatism around 600 Ma (Nascimento et al., 2015), resulting in numerous granitic intrusions.

3.1. Seridó group

The Seridó Group comprises a supracrustal sequence that overlies the migmatitic orthogneisses and meta-volcano-sedimentary complex of the basement (as described above). The group includes, from the bottom to the top, the Jucurutu (calc-silicate gneiss, mica schist, paragneiss, marble and quartzite lenses), Equador (quartzite and metaconglomerate), and Seridó (biotite-garnet schist) formations. This group represents a thick offshore metaturbidite unit (Seridó Formation)

grading into a carbonate-psamite-pelite sequence near the shore (Jucurutu Formation) (Santos et al., 2014; Hollanda et al., 2015). Detrital zircon ages and Sm/Nd isotope data of the Seridó Group presented by Van Schmus et al. (2008) and Hollanda et al. (2015) indicate ages of about 650–610 Ma for the deposition of this sequence.

The main skarn deposits hosted by the Seridó Group are Bonfim (W-Mo-Au-Bi-Te), Brejuí and Bodó (W-Mo) (Fig. 1B). They occur within marble lenses and calc-silicate rocks, have strata-bound structures, and usually occur near the contact with granite plutons. Hollanda et al. (2017) date molybdenites related to the scheelite using Re-Os isotope data, revealing a Late Ediacaran age for the Brejuí deposit (554 Ma), and a Middle Cambrian age for the Bonfim and Bodó deposits (524–510 Ma).

3.2. The Bonfim skarn deposit

The Bonfim skarn is mainly found within marble lenses or along contacts between marble and mica schists from the Jucurutu Formation. It occurs at the eastern flank of an antiformal fold with a granite intruded in the hinge zone. The skarn texture is either massive or banded and Souza Neto et al. (2008) distinguish between prograde or retrograde skarn types, respectively (Table 1).

Prograde skarns hosted in marbles show diopside, tremolite, and magnesio-hornblende. Wollastonite and olivine (partially

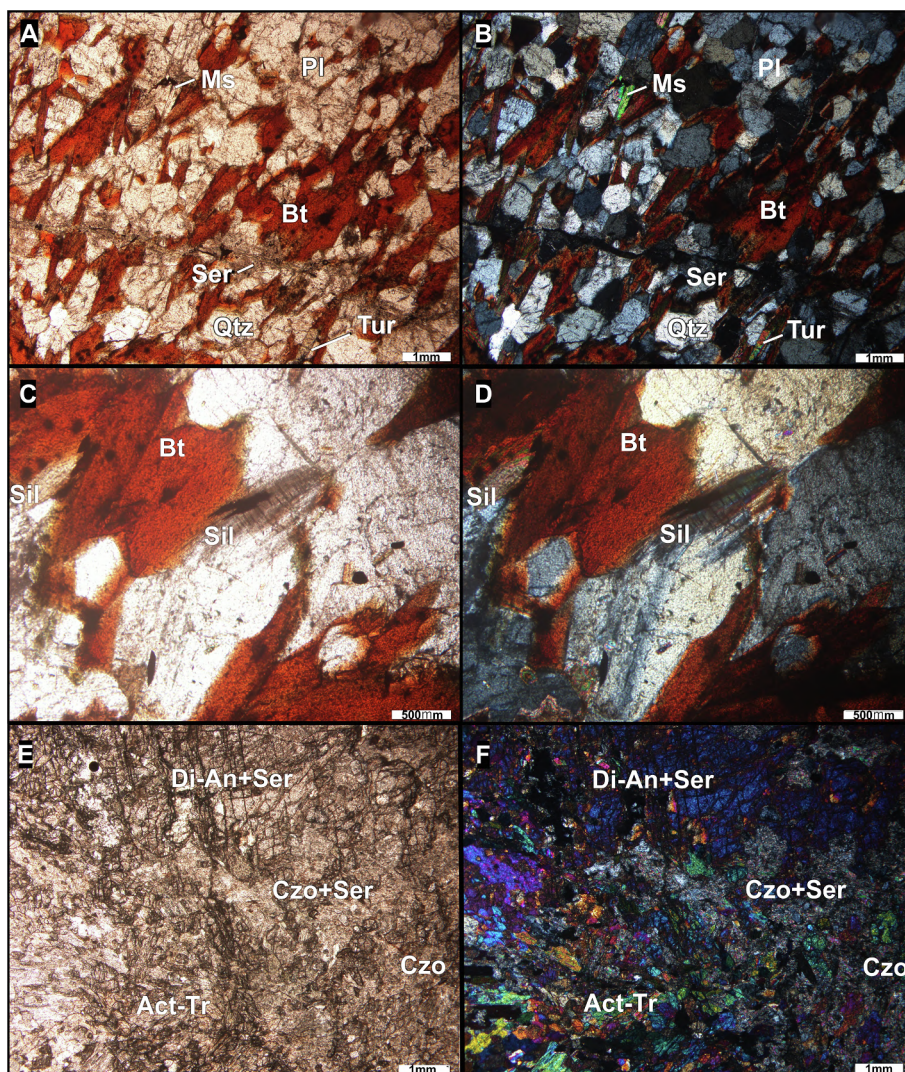


Fig. 4. Photomicrograph (transmitted light) of sillimanite-biotite schist from the Seridó Formation (sample A03) showing foliation defined by biotite-alternating with quartz-plagioclase-rich layers (A, B), and sillimanite crystals that occur in the vicinity of the shear bands and parallel to the main foliation (C, D). Altered schist lenses in sillimanite-biotite $\pm$ garnet schist (sample A14) are marked mainly by diopside, actinolite-tremolite, clinozoisite and sericite (E, F). Parallel nicols = A, C, E; crossed nicols = B, D, F. Act = actinolite; An = anorthite; Bt = biotite; Czo = clinozoisite; Di = diopside; Ms = muscovite; Pl = plagioclase; Qtz = quartz; Ser = sericite; Sil = sillimanite; Tr = tremolite; Tur = tourmaline.

serpentinized) are less common. The main retrograde skarn minerals are talc, serpentine, chlorite, calcite and sericite (Souza Neto et al., 2008).

Prograde skarns hosted at the lithological mica schist/marble contact show variable mineralogy including almandine, diopside, anorthite, and actinolite-magnesiohornblende. The main retrograde minerals include alkali feldspar, clinozoisite, zoisite, epidote, prehnite and sericite, probably formed by the replacement of prograde anorthite, calcite and chlorite assemblages (Souza Neto et al., 2008).

The predominant sulfide assemblages consist of pyrrhotite and pyrite, which, according to Einaudi et al. (1981), define the Bonfim skarn as a reduced skarn-type, in contrast to other skarns documented in the Seridó Belt (e.g., Brejuí, Bodó, Bonito) (Souza Neto et al., 2008).

Scheelite, molybdenite, magnetite and ilmenite are the main ore minerals of the early-stage (prograde) skarns. Scheelite occurs disseminated and stratabound within banded skarns. Molybdenite is associated with scheelite and within alkali feldspar veins, which could be related to the remobilization of early-stage sulfides. The late-stage mineralization is marked by gold that occurs either disseminated as a

gray-mass associated with bismuth minerals or within fracture fillings. These bismuth minerals include bismite (Bi_2O_3) and fluorine-bearing bismite (75–80 vol%), native bismuth (5–10 vol%), bismuthinite (Bi_2S_3) and joseite [$\text{Bi}_4(\text{Te}, \text{S})_3$] (Souza Neto et al., 2008). Gold has a pale appearance due to mixing with silver (up to 14.9 wt%) and also occurs with an assemblage composed of chalcopryrite, sphalerite and calc-silicate minerals (chlorite, epidote, prehnite). Low-temperature epidote and prehnite occur as haloes around gold-sulfide phases (Souza Neto et al., 2008).

Fluid inclusion studies presented by Souza Neto et al. (2008) suggest that the skarn formed at about 10–15 km depth (2.0–4.0 kbars), at temperature ranging from 500 to 580 °C (prograde assemblage) and from 400 to 500 °C (retrograde assemblage). Furthermore, Re-Os isotope data of molybdenite from Bonfim yield ages of about 524 ± 2 Ma, reflecting the timing of the W-Mo mineralization and linking it to the Li-Ta pegmatite intrusions nearby (Hollanda et al., 2017). The gold mineralization is not dated at the Bonfim deposit. However, gold-quartz veins from the Seridó Formation are interpreted as the products of two hydrothermal episodes, 520–510 Ma and 506–500 Ma, from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

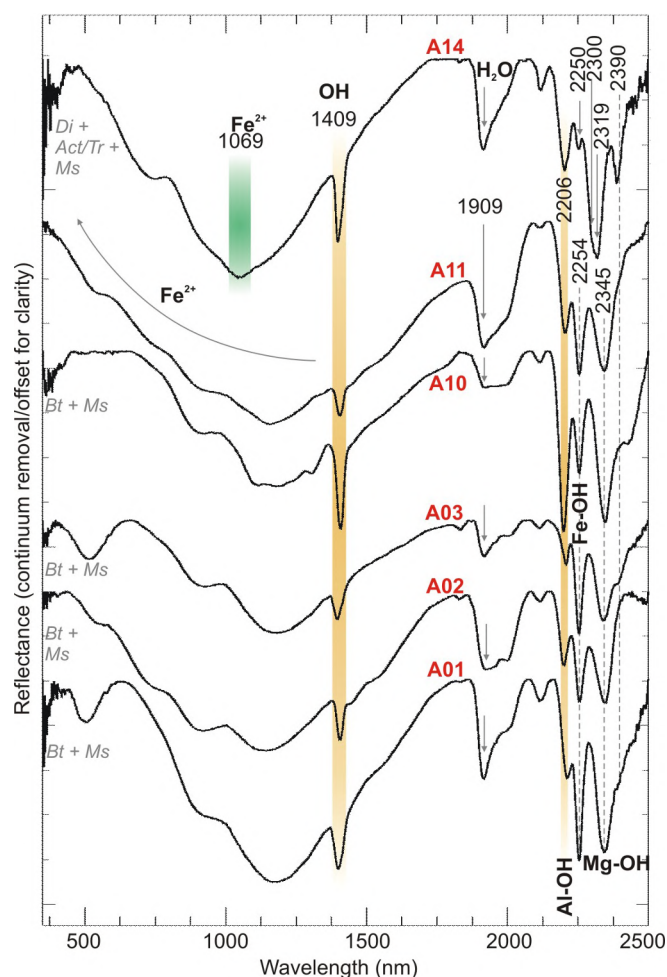


Fig. 5. Stacked reflectance spectra of the sillimanite-biotite ± garnet schist (five representative samples) from the Seridó Formation, characterized by absorption features of biotite and muscovite. Reflectance spectrum of calc-silicate lenses (sample A14) is marked by absorption features of actinolite-tremolite, diopside and muscovite. Act = actinolite; Bt = biotite; Di = diopside; Ms = muscovite; Tr = tremolite.

on biotite and muscovite genetically related to the gold mineralization (Araújo et al., 2005; Souza Neto et al., 2008).

4. Methodology

Reflectance spectra were measured using the ASD-FieldSpec™ 3 High-Resolution spectrometer from the Institute of Geosciences of the University of Campinas, Brazil, coupled with a contact probe (2 cm spot size). The spectrometer registers 2151 channels detected by a silicon photo-diode array for the 350–1000 nm spectral range, and an InGaAs photo-diode for the 1000–2500 nm range (ASD Inc., 2010). The instrument was calibrated with a Spectralon® white plate (reference material with very predictable spectral response). Reflectance measurements on rock samples were acquired from the drill core SEB-241 provided by Nosso Senhor do Bonfim Mining Company (NSBM). This drill hole is 181 m deep and the measured depth intervals (78) were selected from altered zones identified during detailed geological

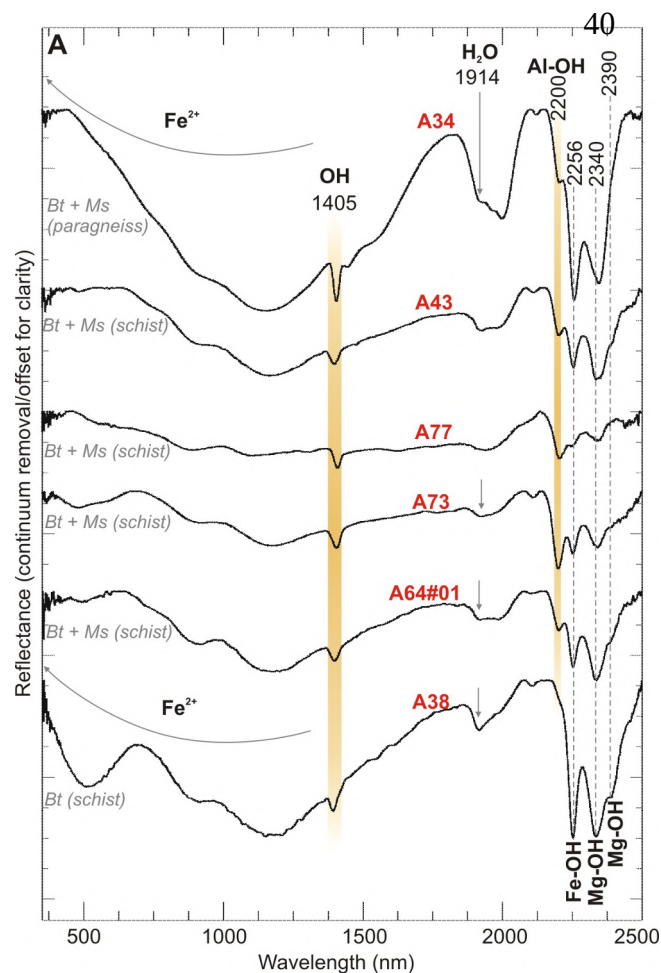


Fig. 6. (A) Stacked reflectance spectra of the biotite schist and paragneiss from the Jucurutu Formation. (B) Example of biotite schist with indication of lab-measured reflectance area, near the contact with skarn. At the contact, there is a transitional zone mainly composed of plagioclase and quartz (sample A64). Bt = biotite; Ms = muscovite.

logging. The reflectance data were analyzed qualitatively, comparing the sample spectra with the reference spectra from the United States Geological Survey (USGS; Clark et al., 2007; Kokaly et al., 2017), and Jet Propulsion Laboratory (JPL; Grove et al., 1992) libraries in ENVI®

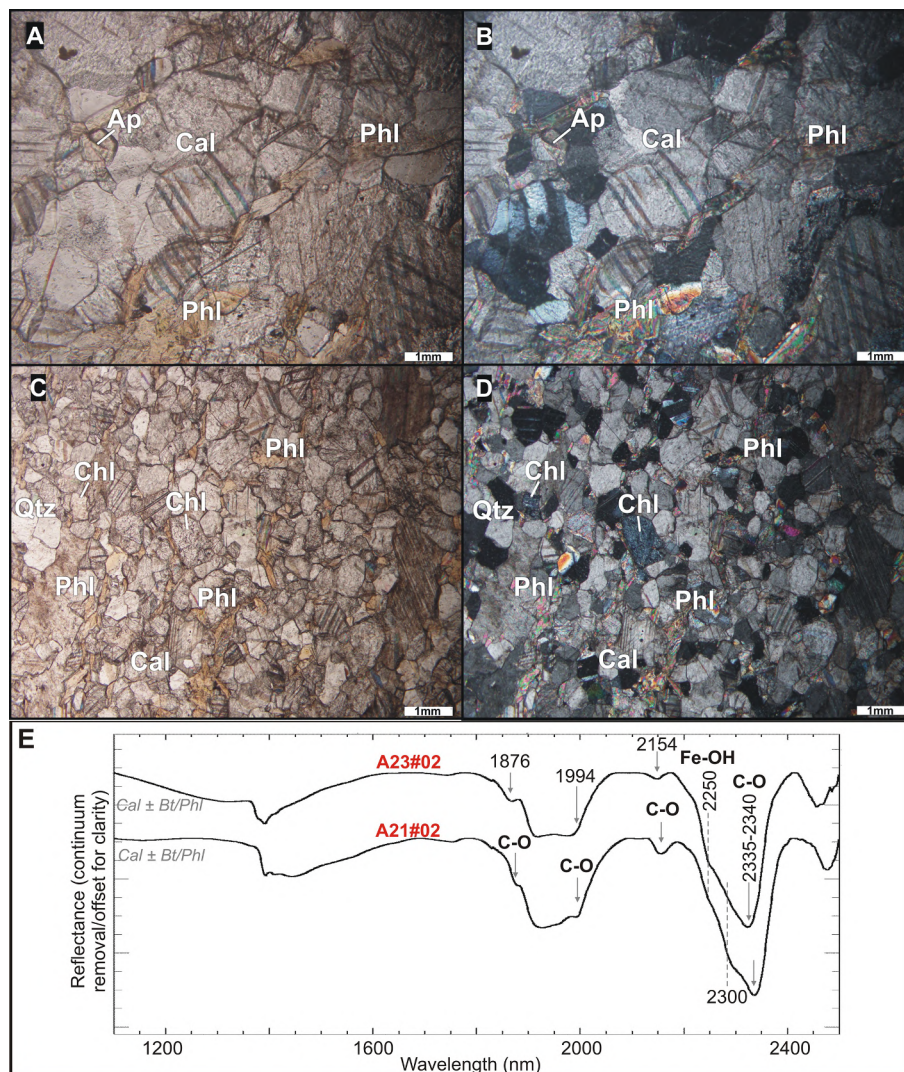


Fig. 7. Photomicrograph (transmitted light) of medium-grained banded marble (sample A23) with equigranular texture and composed mainly of calcite with minor phlogopite, apatite (A, B) and chlorite (C, D). Aligned phlogopite crystals reveal a subtle foliation (A, B). (E) Stacked reflectance spectra of banded marble, with indication of main absorption features. Parallel nicols = A, C; crossed nicols = B, D. Ap = apatite; Bt = biotite; Cal = calcite; Chl = chlorite; Phl = phlogopite; Qtz = quartz.

software.

Petrographic analysis of 16 thin sections was conducted to validate and complement the data obtained by reflectance spectroscopy. Geochemical data of Au, WO_3 and Bi contents, analyzed by SGS-GEOSOL Laboratory in Brazil using fire assay/atomic absorption spectroscopy for gold, and ICP-OES (after aqua regia digestion) for the other elements, were provided by NSBM. These data are average geochemical determinations in intervals between 0.15 and 2.5 m. Scanning electron microscope (SEM) images were taken with a JEOL JSM 6460, coupled to a wavelength-dispersive X-ray spectrometer (WDS). The SEM-WDS analyses were obtained from the Devices and Nanostructures Laboratory of Federal University of Pernambuco, Brazil.

5. Results

SEB-241 is a drill core located in the central portion of Bonfim deposit, which intersects about 181 m of the Bonfim II body, a metasedimentary sequence where the studied polymetallic skarn deposit occurs (Fig. 2). The drill core intersects 75 m of the Seridó Formation (sillimanite-biotite $\pm$ garnet schist), followed by an extensive sequence of marble, paragneiss, biotite schist and calc-silicate rocks of the Jucurutu Formation, including skarn lenses. There are around 19 skarn lenses of 0.20–1.30 m thick in the studied interval. Currently, underground production is conducted at depths of about 90 m below surface (Fig. 2).

Five zones are characterized in terms of lithology, mineralogy, texture, color and spectral responses. The zone 1 is characterized by sillimanite-biotite $\pm$ garnet schist and its calc-silicate alteration

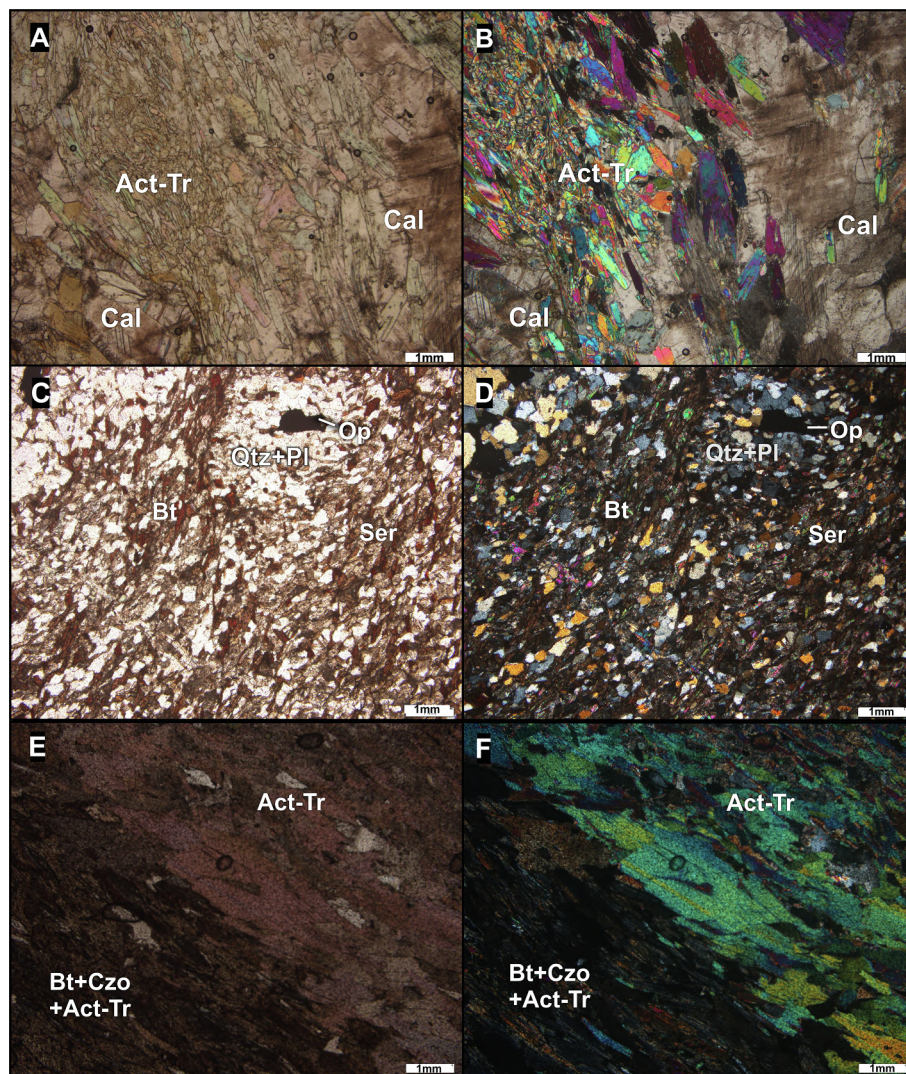


Fig. 8. Photomicrographs (transmitted light) of calc-silicate minerals replacing marble, showing predominance of calcite and actinolite-tremolite (A, B – sample A41). Example of biotite schist from the Jucurutu Formation is shown in (C, D), for comparison with the transitional zone (near the contact with skarns) composed of biotite, clinozoisite and actinolite-tremolite layers (E, F). Parallel nicols: A, C, E; crossed nicols: B, D, F. Photomicrographs C–F are from sample A64. Act = actinolite; Bt = biotite; Cal = calcite; Czo = clinozoisite; Op = opaque mineral; Pl = plagioclase; Qtz = quartz; Ser = sericite; Tr = tremolite.

(Fig. 11) lenses (Seridó Formation; Fig. 3A and B). The zone 2 is composed of biotite schist and paragneiss from the Jucurutu Formation (Fig. 3C and D), while massive or banded marbles from this same formation represent the zone 3 (Fig. 3E and F). The zone 4 is marked by altered calc-silicate rocks in marble and schist (Jucurutu Formation) (Fig. 3G and H). The zone 5 is associated with skarns in which W-Mo-Au-Bi-Te mineralization can occur (Fig. 3I and J).

5.1. Sillimanite-biotite $\pm$ garnet schist with calc-silicate lenses (Seridó Formation)

Sillimanite-biotite $\pm$ garnet schist is the main representative lithology of the Seridó Formation. It makes up the first 75 m of the drill core SEB-241 and it is composed of a dark gray-colored, fine-grained schist which has a penetrative schistosity and a folded pattern due to

crenulation cleavage (Fig. 3A). Biotite- and quartz-plagioclase-rich layers reflect a variation in primary sediment composition (Fig. 4A and B), and granoblastic garnet is disseminated into the rock matrix (Fig. 3A). Sillimanite occurs preferentially near to the shear bands and parallel to the main foliation (Fig. 4C and D).

The modal composition is characterized by biotite (~40%), quartz (~15%), and plagioclase (~10%), as main matrix minerals, and fibrous sillimanite (~7%), sericite (< 5%) as a plagioclase secondary product, muscovite (~5%), tourmaline (~3%) (Fig. 4A and B), garnet (< 1–8%), chlorite rimming biotite (< 3%), opaque minerals (3%), apatite (2%), zircon (< 1%), and amphibole (< 1%).

The schist is also marked by the occurrence of calc-silicate alteration lenses (0.1–2.0 m thick), especially surrounding faults, fractures and calcite/quartz veins (Fig. 3B). The contact between sillimanite-biotite $\pm$ garnet schist and the calc-silicate lenses is irregularly shaped,

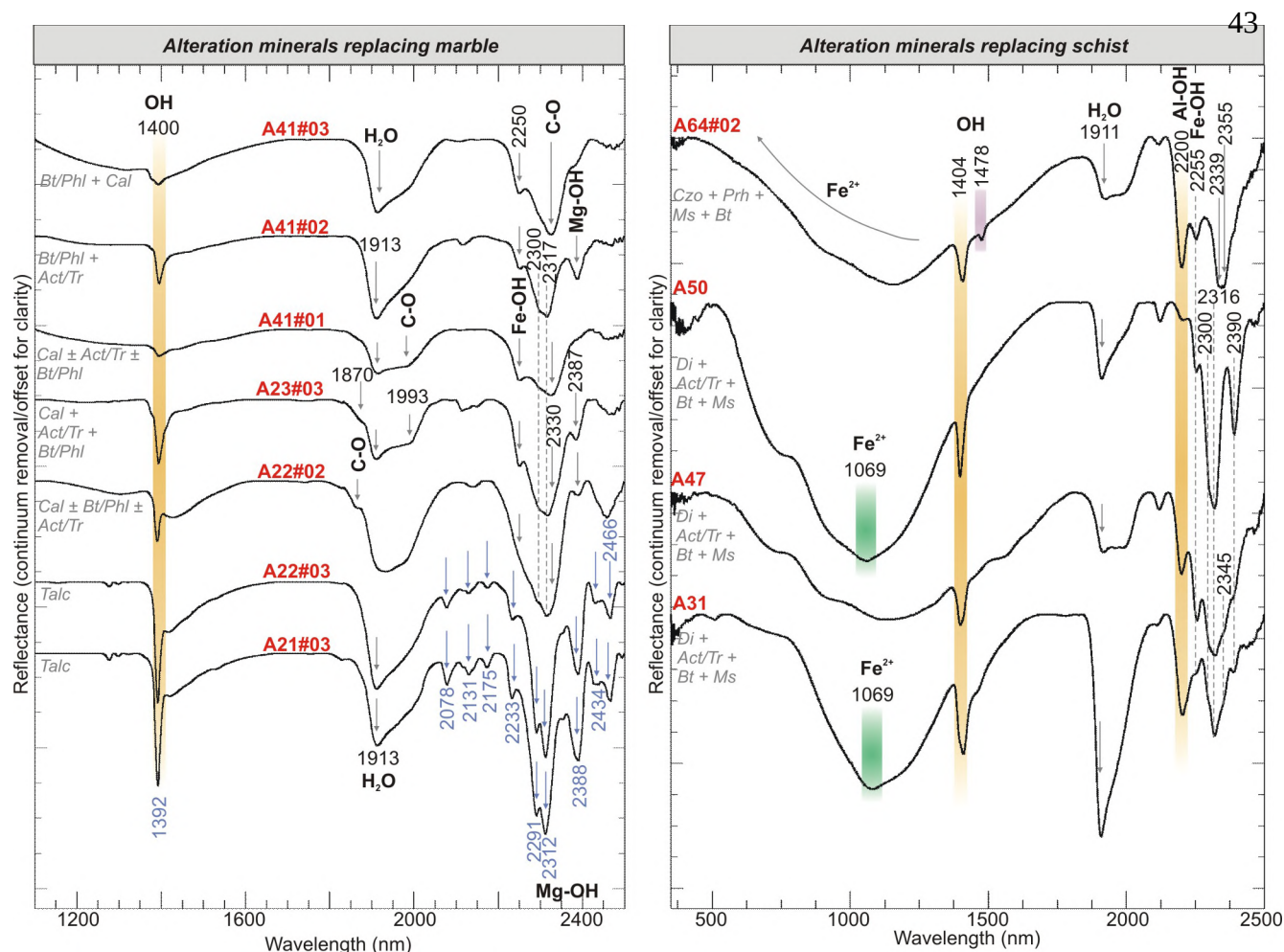


Fig. 9. Stacked reflectance spectra of altered calc-silicate rocks in marble and schist from the Jucurutu Formation. Absorption features of actinolite-tremolite, calcite and talc occur in altered marbles, while absorption features of diopside, actinolite-tremolite, muscovite, clinozoisite, and prehnite occur associated with altered schist. Act = actinolite; Bt = biotite; Cal = calcite; Czo = clinozoisite; Di = diopside; Ms = muscovite; Phl = phlogopite; Prh = prehnite; Tr = tremolite.

showing an apparent fluid interaction in haloes around fractures, and gradually in the vicinity of thicker lenses. A representative sample of this horizon (sample A14 – Fig. 3B) is composed of prograde minerals such as actinolite-tremolite/magnesianhornblende (~45%), plagioclase (~7%), diopside (~5%) and titanite (~5%) found in a compositional band at the contact with the skarn sequence (sample A15); retrograde minerals comprise clinozoisite (~15%), muscovite (~15%), prehnite (~4%), and epidote (~4%) (Fig. 4E and F).

Reflectance spectra of the sillimanite-biotite ± garnet schist from the Seridó Formation are marked by absorption feature at ~1400 nm, derived from molecular vibration associated with OH⁻ (hydroxyl) (Pontual et al., 2008), found in minerals like biotite, muscovite and sericite (Fig. 5). Water absorption is observed at 1909 nm (possibly related to sericite), and the absorption feature at 2206 nm (Al-OH) evidences muscovite and sericite; a broad absorption feature in the VNIR range (ferrous iron) and sharp absorptions in SWIR at 2254 (Fe-OH), 2345 and 2390 nm (Mg-OH) suggest the presence of biotite (Pontual et al., 2008; Fig. 5).

The reflectance spectrum from a calc-silicate lens shows the absorption features of actinolite-tremolite, diopside and muscovite

(sample A14 – Fig. 5). Alteration zones are marked by actinolite-tremolite and show absorption features at 2250 (Fe-OH), 2300, 2319 and 2390 nm (Mg-OH; Pontual et al., 2008). The broad absorption feature at ~1069 nm is derived from the electronic transition process of ferrous iron that can replace, in small quantities, Mg in the diopside structure (Clark, 1999).

5.2. Biotite schist and paragneiss (Jucurutu Formation)

The biotite schist is dark gray in color, medium- to fine-grained, with visible schistosity (Fig. 3C). It is composed of biotite, muscovite, quartz and plagioclase. The spectral signature is similar to that of the schist of Seridó Formation, with a broad absorption feature in the VNIR range and sharp absorptions at 2256, 2340 and 2390 nm likely representing biotite, and an absorption feature at 2200 nm representing muscovite (Fig. 6). Paragneiss is light gray in color, medium-grained, composed of alternating biotite- and quartz-plagioclase-rich bands that may also occur folded (Fig. 3D – sample A34). The paragneiss is composed of quartz, feldspar, biotite, with minor amphibole (probably hornblende) and epidote. The spectral signature is also similar to that of

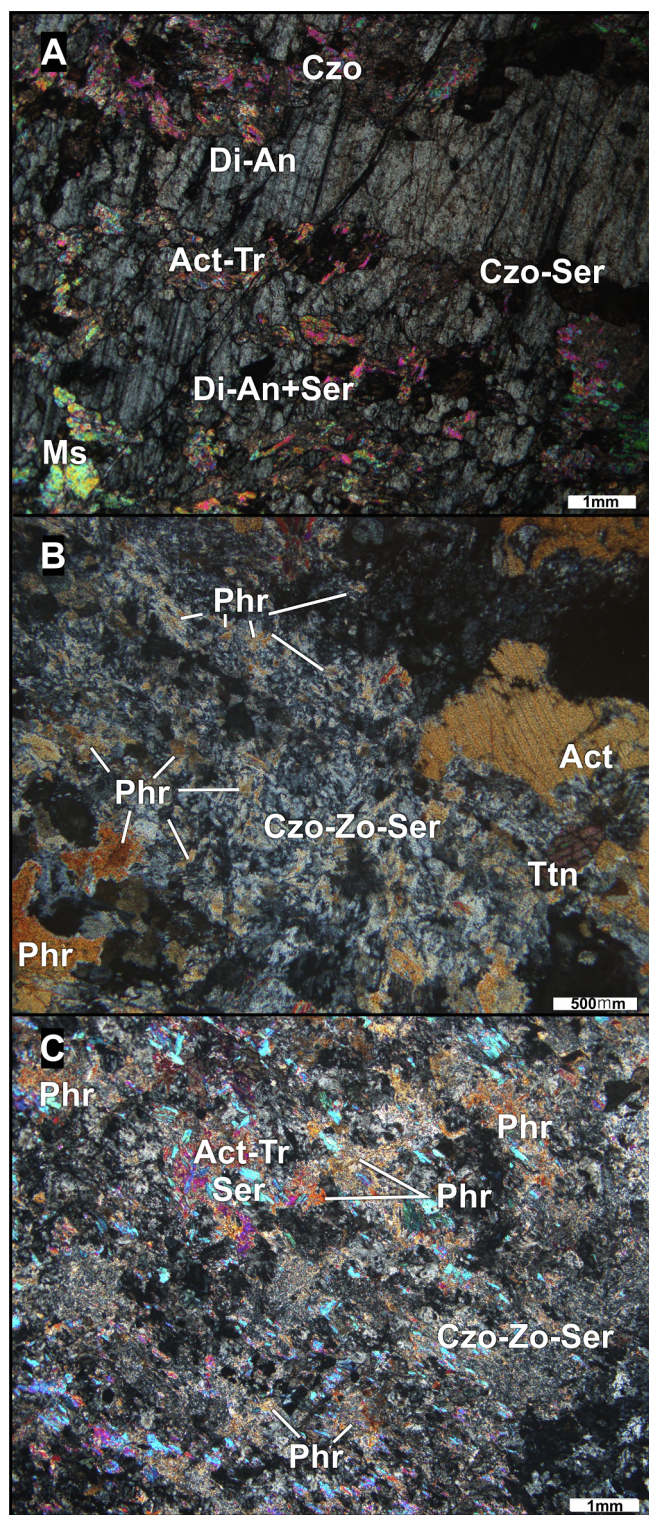


Fig. 10. Photomicrographs (transmitted light/crossed nicols) of the characteristic mineralogy of the Bonfim skarns, showing the olive green-colored (A) and pink-colored (B, C) zones. Note the predominance of diopside (Di), anorthite (An), actinolite-tremolite (Act/Tr) and sericite (Ser) (A – sample A59), and clinozoisite-zoisite (Czo-Zo), sericite and prehnite (Phr) (B, C – sample A54). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

the biotite schist mentioned above (Fig. 6 – sample A34).

5.3. Marbles (Jucurutu Formation)

Massive and banded marbles (and their contact with schist) host most of the skarn occurrences in the Bonfim deposit. The fine- to medium-grained marble is dominated by calcite, with minor apatite, quartz and phlogopite-rich bands (Fig. 3E and F).

Marble sequences are up to 10 m thick and marked by white- to gray-colored rocks. Remnants of banded marble and thinner layers of orange-colored marble also occur, scattered throughout the sequence. Marbles are medium-grained, with an equigranular texture and are composed mainly of calcite (~90%) with minor amounts of aligned phlogopite crystals (~4%), quartz (~3%), chlorite (~1%) and apatite (< 1%) (Fig. 7A–D).

Marbles have spectral signatures of carbonates, associated with absorption features at about 1876, 1994, 2154 and 2240 nm derived from C–O molecular vibrational processes (Gaffey, 1986; Pontual et al., 2008), with a subtle absorption feature at ~2250 nm (Fe–OH) interpreted as biotite/phlogopite (Fig. 7E).

5.4. Altered calc-silicate rocks in marble and schist (Jucurutu Formation)

Metasomatic fluid has altered both marbles and schists from the Jucurutu Formation into calc-silicate rocks around the skarns (Fig. 3G and H). Rocks from this zone have preserved structure and dominant mineralogy of their country rock, but they have also precipitated calc-silicate minerals.

The zone of calc-silicate minerals replacing marble is green-colored, with a massive or, less common, banded texture. The rocks contain mainly calcite (~70%), biotite/phlogopite (10%), prograde minerals such as actinolite-tremolite (~10%) (Fig. 8A and B), and minor titanite and apatite. Retrograde minerals include chlorite, epidote, calcite and muscovite (~10%). The proximity with skarns is indicated by an increase in the contents of chlorite, epidote, diopside and opaque minerals, respectively.

In comparison to the schist from the Jucurutu Formation, marked by biotite (~40%), muscovite (10%), epidote (8%), chlorite (8%), quartz (15%), plagioclase (10–15%), titanite (< 3%), and opaque minerals concentrated in quartz-rich bands (Fig. 8C and D), the zone of calc-silicate minerals replacing schist is characterized by visible schistosity marked by biotite and minerals in the actinolite-tremolite series (Fig. 8E and F). A quartz-plagioclase matrix is also observed, and the mineralogy becomes more diverse approaching the skarn contact, with the appearance of alteration minerals such as clinozoisite, diopside and prehnite.

Spectral characterization of the alteration minerals replacing marbles is marked by the absorption features of carbonate, biotite/phlogopite, and/or actinolite-tremolite (Fig. 9). In the SWIR range, the absorption feature at about 1400 nm (OH) is related to minerals such as actinolite-tremolite, biotite/phlogopite and/or chlorite, whereas the absorption at ~2250 nm (Fe–OH) is an ambiguous feature of mafic minerals (Pontual et al., 2008). Absorption features of actinolite-tremolite (e.g., A41#2), located at ~2300, 2317 and 2387 nm, arise from Mg–OH bond (Pontual et al., 2008). An intense absorption feature at ~2330 nm (C–O) indicates the presence of carbonates mixed with mafic minerals (Gaffey, 1986; Pontual et al., 2008). Occasionally, talc is detected by a sharp absorption feature at 1392 nm (OH), less intense absorptions at ~2078, 2131, 2175, 2233 and 2388 nm and, mainly, by the doublets of Mg–OH at ~2291 and 2312 nm, and at 2434 and 2466 nm (Pontual et al., 2008; Fig. 9).

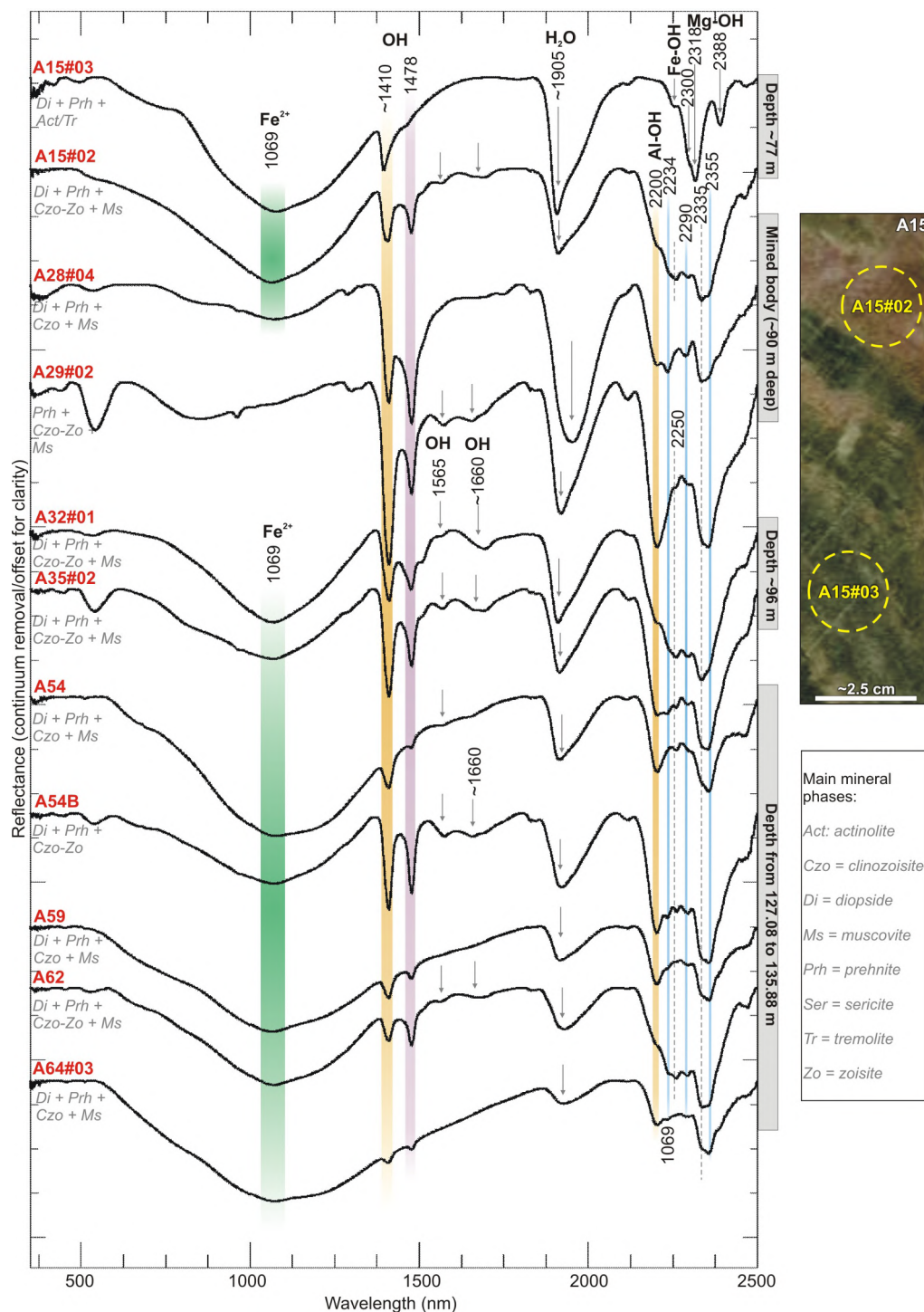


Fig. 11. Stacked reflectance spectra of skarn samples, and indication of the measured reflectance area from the olive green- and pink-colored zones (sample A15). Note the occurrence of prehnite (main absorption features at 1478 and 2355 nm, and subtle features at ~2334 and ~2390 nm) in most rock samples, mainly in association with clinozoisite and zoisite. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

The alteration minerals replacing schist have variable spectral responses related to the absorption features from muscovite (2200 nm – Al-OH), diopside (broad ferrous iron absorption at 1069 nm), actinolite-tremolite (~2300, 2316 and 2390 nm – Mg-OH), biotite (~2250 and

~2345 nm), and/or clinozoisite (~2250 and 2339 nm – Fe-OH; Roache et al., 2011), with eventual prehnite, characterized by absorption features at 1478 and 2355 nm derived from OH-vibration modes (Pontual et al., 2008; White et al., 2017) (Fig. 9).

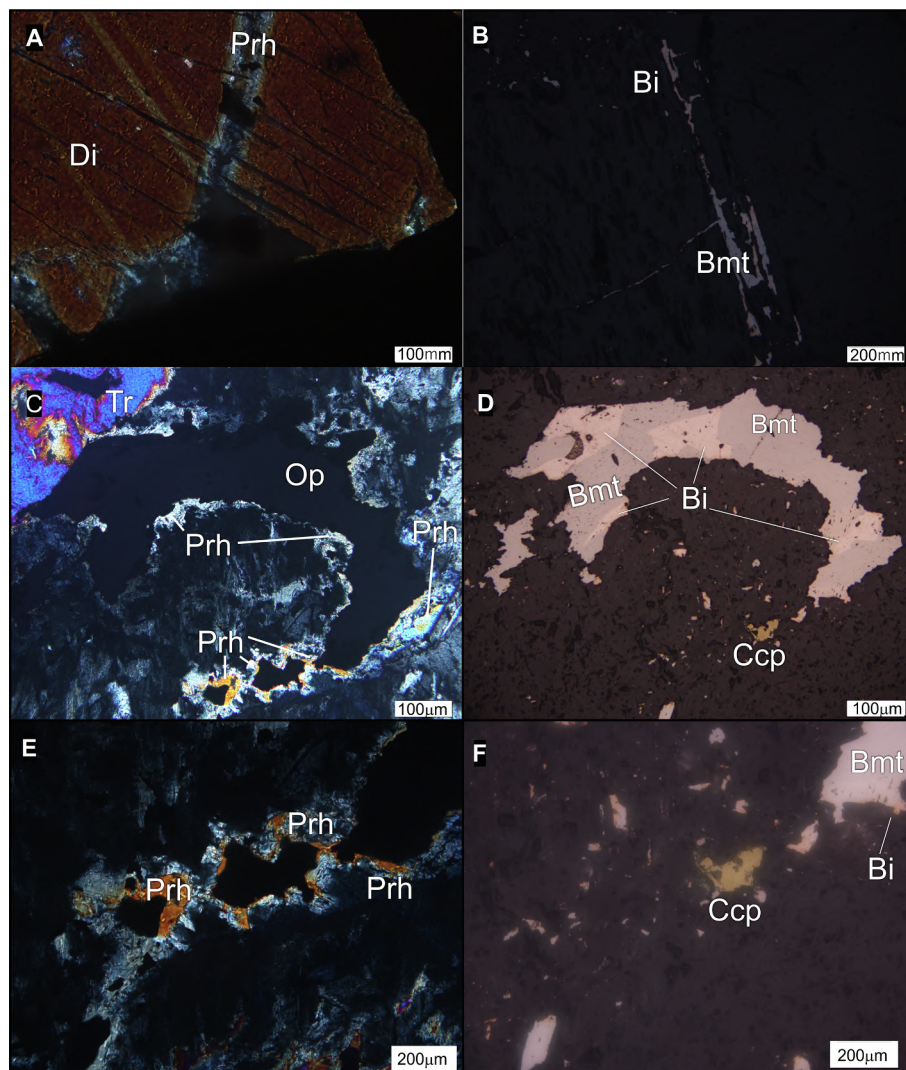


Fig. 12. Prehnite (A), native bismuth (Bi) and bismuthinite (Bmt) (B) filling mineralized fractures in diopside crystal. Prehnite haloes around native bismuth, bismuthinite and chalcopyrite (C, D), and the intergrown between native bismuth and bismuthinite (D). Detail of the haloes of prehnite around opaque minerals (E) related to chalcopyrite, native bismuth and bismuthinite (F). Transmitted light, crossed nicols: A, C, E; reflected light, crossed nicols: B, D, F. Ccp = chalcopyrite; Di = diopside; Op = opaque minerals; Prh = prehnite; Tr = tremolite.

5.5. Skarns

Skarns are usually pale greenish to olive green with local pink zones, and with millimeter- to centimeter-scale banding (Fig. 3I and J). Locally, amphibole and epidote layers occur at the contact with biotite schist. Locally, there are centimeter-sized amphibole crystals (~2–15 cm), pyroxene, plagioclase and quartz. In thin section, these rocks present grano-nematoblastic textures and fine- to medium-granulation. Prograde minerals are diopside-hedenbergite (20–65%), anorthite (2–10%) (Fig. 10A), and titanite (4–10%), apatite (< 1%), allanite (1–3%), zircon (2%) as accessory minerals. The retrograde minerals are clinozoisite-zoisite (10–40%), sericite (6–25%), prehnite (5–12%) (Fig. 10B and C), actinolite-tremolite (2–10%), epidote (5–10%), chlorite (2–5%) and muscovite (5%). Recrystallized quartz and calcite veins crosscut both prograde and retrograde minerals.

Representative spectra of skarns are marked by absorption features of diopside (~1069 nm) and actinolite-tremolite (~2300, 2318 and 2388 nm – Mg-OH), which are related to the olive green zone (Fig. 11 – spectrum A15#03). In general, the pink zone shows spectral responses associated with absorption features of prehnite, centered at 1478, 2234, 2290 and 2355 nm (OH⁻; Pontual et al., 2008; White et al., 2017), clinozoisite, observed by the feature centered at 2335 nm (Fe-OH) and subtle absorptions at 1565 (OH⁻) and 2250 nm (Fe-OH) (Roache et al., 2011), zoisite, marked by subtle absorption feature at ~1660 nm (OH⁻; Clark et al., 1990), and muscovite (2200 nm – Al-OH).

5.6. Relationship between prehnite and gold mineralization

Prehnite is part of the gold assemblage at the Bonfim deposit and together with epidote constitutes the main calc-silicate gangue minerals

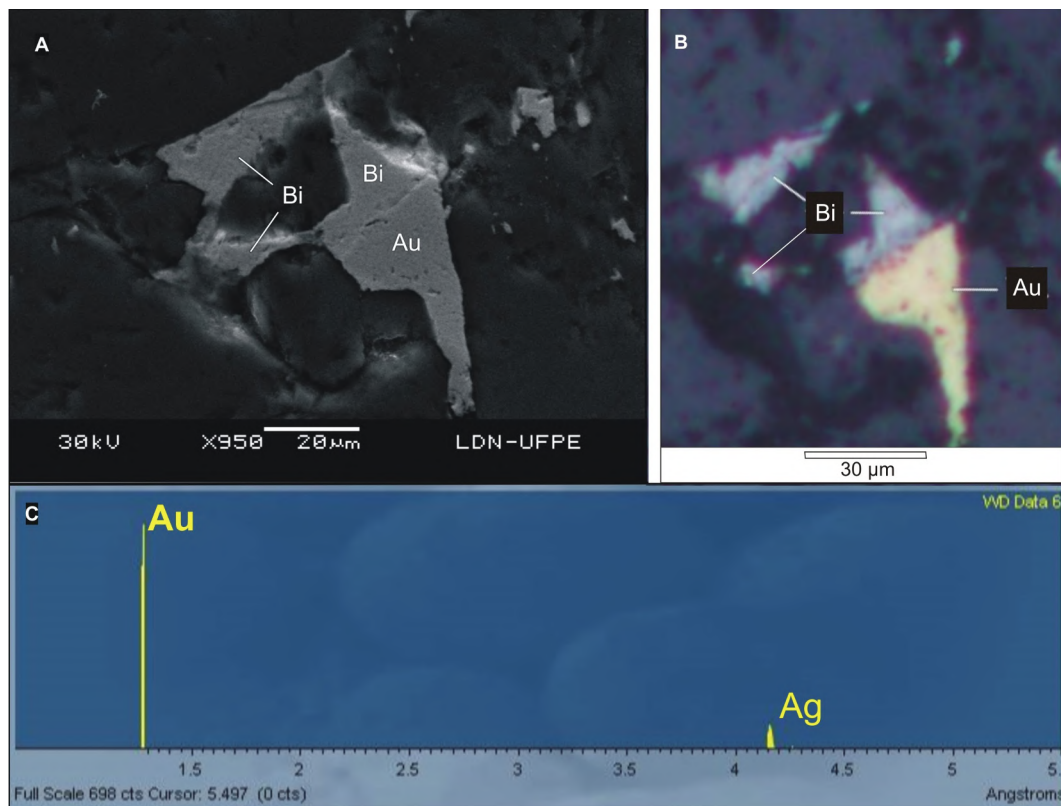


Fig. 13. SEM image (A) and photomicrograph (reflected light) (B) of native gold (Au) and native bismuth (Bi), with qualitative recognition of Au-Ag contents in native gold crystal through SEM-WDS spectrogram (C). Sample A65.

associated with the late-stage mineralization, marked by Au, Bi and Te ore (Souza Neto et al., 2008).

Prehnite occurs filling fractures (Fig. 12A and B) and as haloes found commonly around opaque minerals, such as native bismuth, bismuthinite (with possible associated joseite), and chalcocopyrite (Fig. 12C–F). Gold and native bismuth can be observed in both reflected light and SEM images (Fig. 13A and B) and from the WDS data, which allows a qualitative recognition of these metals as well as the Au-Ag contents (Fig. 13C).

5.6.1. Prehnite spectral index

Prehnite has a diagnostic absorption feature at 1478 nm (OH^- ; Pontual et al., 2008), which was selected for the creation of a spectral index to target gold mineralization.

The prehnite index (PI) proposed herein is a refinement of that shown by Mesquita et al. (2018) and comprises the reflectance ratio of 1465 nm/1478 nm. Before the application of this ratio, the continuum removal technique (Hull Quotient) is applied for normalizing spectral curves and enhancing absorption features (Clark and Roush, 1984). The employment of this PI is useful to detect prehnite-rich rocks (see Fig. 14A and B), observing that values of $\text{PI} > 1$ indicate the existence of absorption feature related to 1478 nm, i.e., the presence of prehnite (see Fig. 14B and C).

The PI was applied in all reflectance spectra of the drill core SEB-241 and the result was integrated with geochemical data for comparison (Fig. 15A). Specifically, the interval between 122 and 158 m deep was chosen to target new potential areas for gold-Bi exploration using

the PI results (Fig. 15B).

6. Discussion

The mineralogical assemblage of the Bonfim deposit is described by Souza Neto et al. (2008) distinguishing between prograde and retrograde stages of skarn formation (Table 1). In our study, five zones intersected by drill core SEB-241 were studied using petrography and reflectance spectroscopy, with special emphasis on spectral signatures associated with transition metals (like Fe) and molecular bonds such as those involving OH^- , H_2O , Fe-OH , Al-OH , Mg-OH and C-O .

It must be emphasized that individual VNIR-SWIR spectra are a mixture of the spectral responses of all SWIR- and VNIR-active minerals found within the approximately 2 cm spot size of the contact probe; close examination of spectral mixtures is important and it must be remembered that some mineral spectra may be masked by the influence of other minerals (Pontual et al., 2008; Dalton et al., 2004).

Sillimanite-biotite $\pm$ garnet schists from the Seridó Formation and the biotite schists and paragneisses from the Jucurutu Formation have similar spectral responses, dominated by biotite and muscovite, suggesting that they cannot be differentiated spectrally (Figs. 5 and 6). Altered calc-silicate rocks in marbles or schists (Jucurutu Formation) have common spectral signatures with the skarn units, such as absorption features of actinolite-tremolite, diopside and clinozoisite (see Figs. 9 and 11). However, skarns are marked by deeper absorption features of clinozoisite and/or zoisite and prehnite (Fig. 11).

Fig. 16 shows the main alteration stages at the Bonfim deposit,

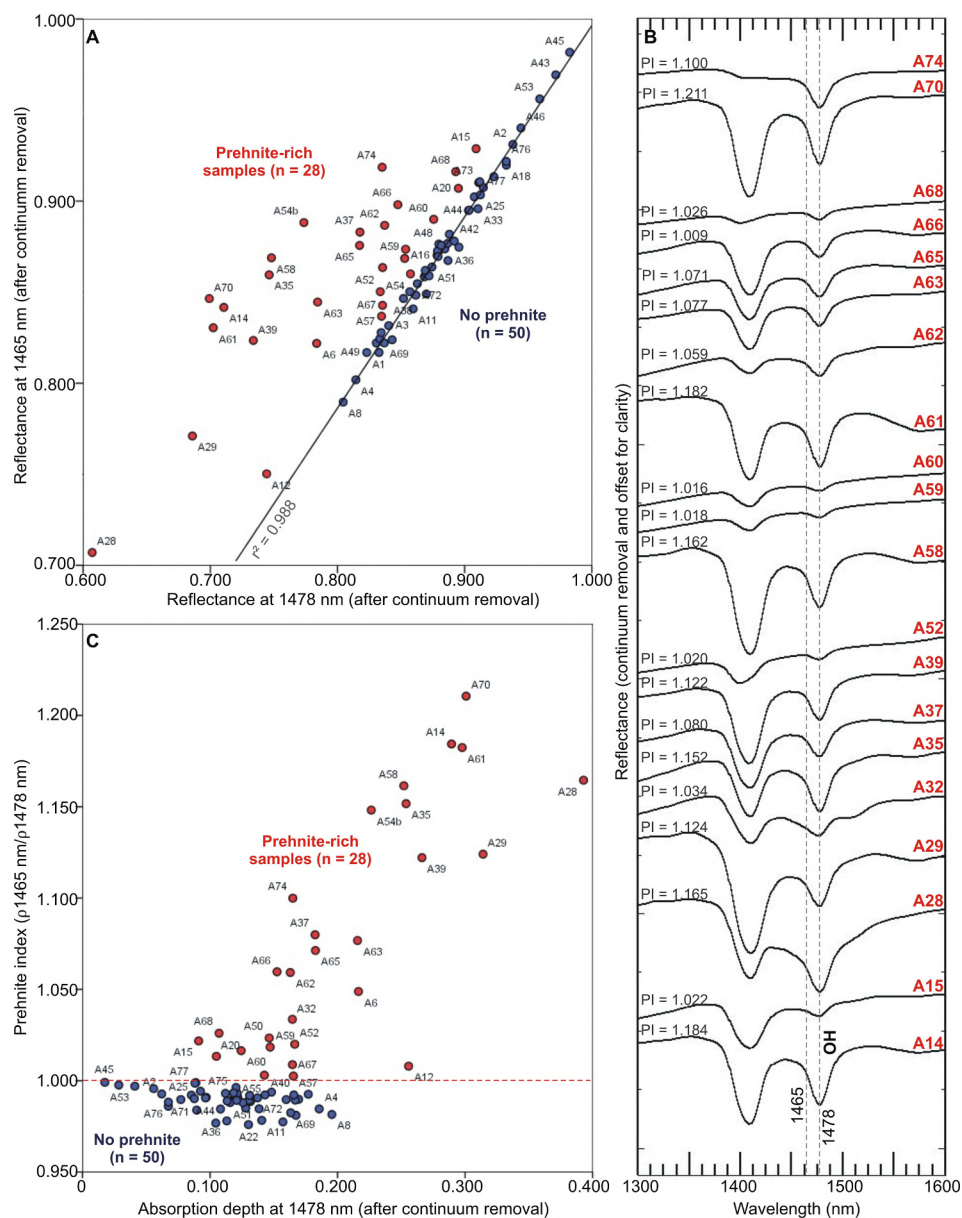


Fig. 14. Graph of reflectance values at 1465 and 1478 nm of 78 rock samples from the drill core SEB-241 (A). Note the linear relationship of rocks without prehnite due to the absence of absorption feature at 1478 nm. (B) Examples of reflectance spectra of rock samples from the drill core SEB-241 marked by the prehnite absorption feature at 1478 nm. Spectra are normalized (Hull Quotient) and prehnite index values (PI) are indicated. (C) Graph of prehnite index by depth of absorption at 1478 nm, in order to discriminate altered rocks marked by this mineral. $PI > 1$ indicates the presence of this Ca-rich phyllosilicate.

synthesizing the main spectral signatures of minerals for this case study. The main diagnostic features of diopside and muscovite can be identified considering absorption features at ~ 1069 (ferrous iron; diopside), and ~ 2200 nm (Al-OH; muscovite). However, under mineral mixing conditions, the distinction of Fe-OH and/or Mg-OH-bearing minerals, such as actinolite-tremolite, chlorite, biotite, epidote, clinozoisite and zoisite, in addition to carbonates, may be hampered by the overlaps of diagnostic absorption features of these minerals in the 2250–2450 nm range (Fig. 16). This fact has been previously discussed by studies on the influence of spectral mixtures of carbonates and Fe-OH- and Mg-

OH-bearing minerals, such as epidote and chlorite (cf., Dalton et al., 2004).

Subtle absorption features of epidote and clinozoisite, recorded between ~ 1545 and 1560 nm (Fig. 16) may allow the distinction of these two minerals (Pontual et al., 2008; Roache et al., 2011). However, in our case study, it was not possible to recognize spectra with the epidote feature (~ 1545 nm) and, locally, some reflectance spectra show subtle features at about 1565 nm that are attributed to the occurrence of clinozoisite coexisting with prehnite, muscovite and zoisite (Fig. 11). Where present in considerable amounts, zoisite exhibits an absorption

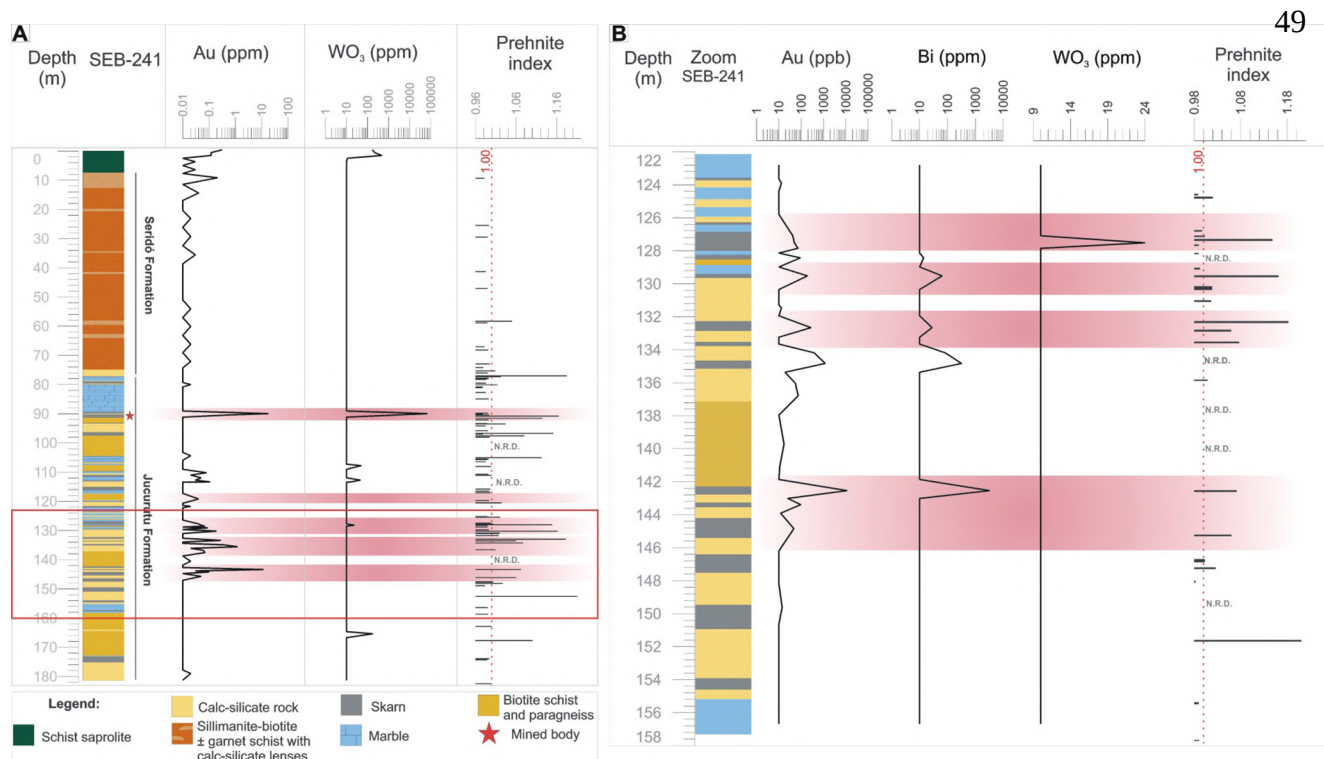


Fig. 15. Association of lithology, prehnite index, gold and WO_3 contents to target potential areas for gold mineralization in the drill core SEB-241 (A). Detail of the depth interval between 122 and 158 m is shown in (B). Red polygons indicate some depth intervals with a good correlation between high gold contents and $\text{PI} > 1$. Bismuth data are only available for the interval between 122 and 158 m deep. N.R.D. = no reflectance data available. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

feature at $\sim 1660 \text{ nm}$ (OH^-) (Figs. 11 and 16).

Garnet (commonly almandine) is observed in sillimanite-biotite $\pm$ garnet schists (Fig. 3A), but its spectral response, marked by absorption features in the VNIR range derived from Fe^{2+} ions (Izawa et al., 2018) (Fig. 16), was not observed in the spectra collected from the drill core SEB-241. This could be due to the overlap of these absorption features with those of other iron-bearing minerals (e.g. biotite).

Prehnite, a mineral belonging to the retrograde stage (late during this stage) of skarn formation and associated with the late phase of mineralization, during which the gold was deposited (Figs. 12 and 13), has a unique and diagnostic absorption feature at about 1478 nm (OH^-), making this feature the spectral guide for identifying potentially gold mineralized areas (Fig. 14B and 16). In this regard, the proposed prehnite index allows for rapid, field-based classification of prehnite-rich retrograde skarns that may be mineralized, using VNIR-SWIR spectral technology. The application of the index to the reflectance data systematically collected from drill core SEB-241 proves its value by rapidly enhancing the main gold mineralized area lying at about 90 m (mined body; Fig. 15A), and other potential areas, such as that indicated between ~ 127 and $\sim 150 \text{ m}$ depth (Fig. 15B). Based on Fig. 15, it is also important to note that some intervals of the drill core SEB-241 show reflectance data gaps that explain some intervals marked by absence of PI and gold grade correlation. Depending on the scale of investigation, a finer sampling of the reflectance data (including the use of drill core imaging spectroscopy) can improve the use of the PI for a better identification of potential sectors for gold mineralization in the Bonfim deposit, and in other similar deposits worldwide.

7. Conclusion

Our work demonstrates that reflectance spectroscopy applied to the characterization of alteration mineralogy at the Bonfim deposit allows a rapid identification of the typical mineral assemblages of prograde and retrograde skarns, with special emphasis on the occurrence of prehnite related to the late-stage gold mineralization. The diagnostic prehnite feature at 1478 nm can be used as a vector to gold mineralization (Bi, Te, in this particular case study; Souza Neto et al., 2008), especially using the proposed prehnite spectral index (PI). Results show positive correlations between $\text{PI} > 1$ and gold grades obtained by geochemical analyses of intervals from the drill core SEB-241.

With respect to mineral exploration at the district scale, our results encourage the use of airborne VNIR-SWIR imaging spectroscopy for the selection of priority areas for detailed exploration on the ground in the vicinity of the Bonfim deposit and other areas with a similar geological context, highlighting prehnite-rich alteration zones as potential exploration targets. The systematic use of reflectance spectroscopy and/or hyperspectral scanning of drill core can reduce both time and costs by promoting the rapid selection of exploration areas with high gold potential.

Declaration of Competing Interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

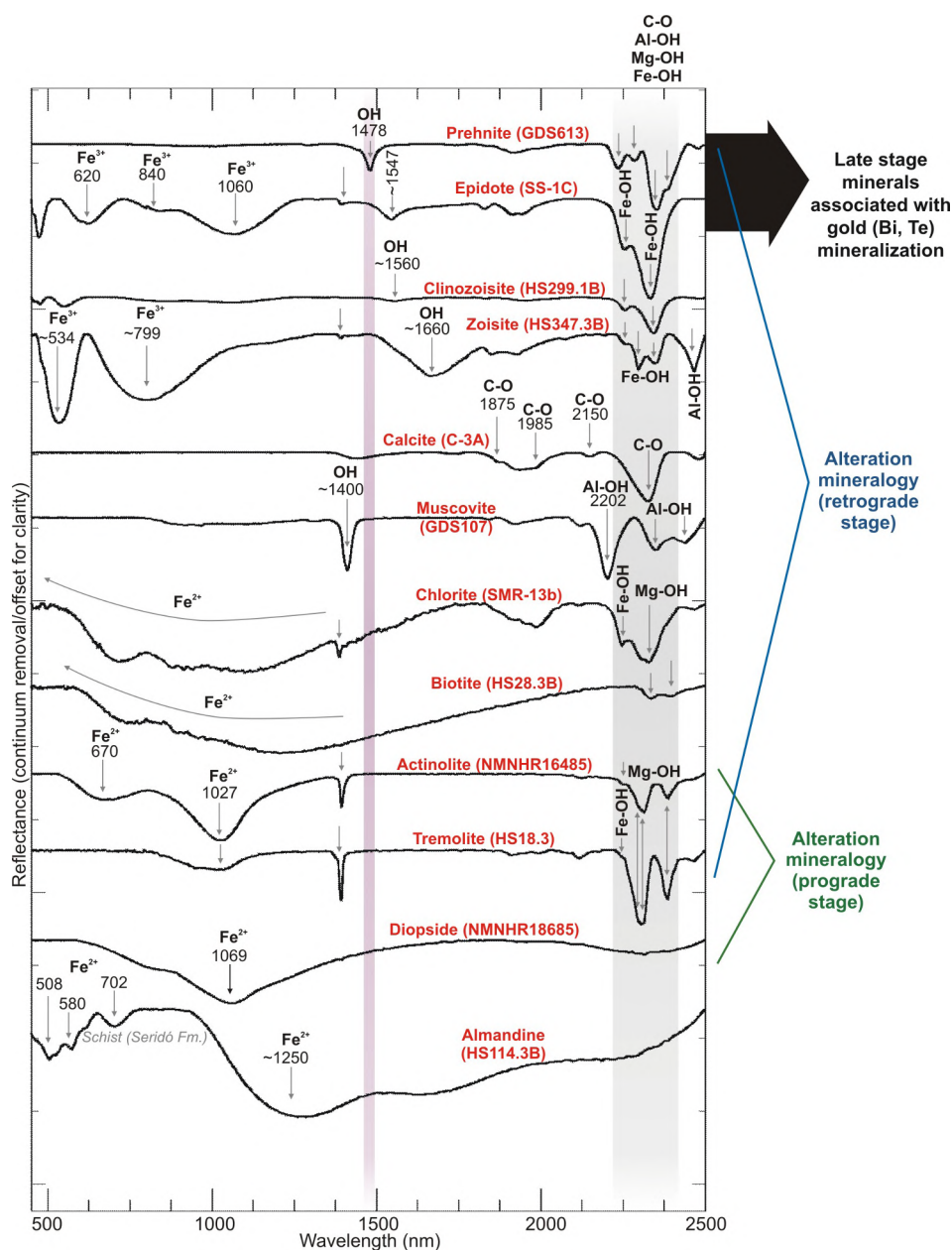


Fig. 16. Stacked reflectance spectra of main gangue minerals found in the prograde and retrograde stages of the skarns from the Bonfim deposit, and indication of late-stage minerals associated with gold (Bi, Te) mineralization. Note some overlaps of diagnostic absorption features of most minerals in the 2250–2450 nm range, which makes it difficult to identify them under mineral mixing conditions. Spectra shown were extracted from the USGS (Clark et al., 2007; Kokaly et al., 2017) and JPL (Grove et al., 1992) libraries.

Acknowledgments

The authors would like to thank Nosso Senhor do Bonfim Mining Company, especially geologist Fernanda Muniz and mining specialist Daniele Rodrigues for supporting this study. We also acknowledge the Institute of Geosciences of the University of Campinas, Prof. Dr. Carlos Roberto de Souza Filho, Dr. Rebecca Scafutto and Prof. Dr. Diego Ducart for the use of ASD-FieldSpec™, and the Devices and Nanostructures Laboratory of Federal University of Pernambuco, for providing access to analytical facilities, especially Dr. Edval Santos. N.M. Mesquita and Prof. J.A. Souza Neto thank the National Council for Scientific and Technological Development (CNPq) for providing, respectively, master's scholarship and research grant (process number 312.275/2017-0). We are so grateful to Dr. Daniel Müller and two anonymous reviewers for their valuable contributions to this

manuscript.

References

- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Sci. Rev.* 17, 1–29. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90003-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9).
- Araújo, M.N.C., Vasconcelos, P.M., Silva, F.C.A., Jardim de Sá, E.F., Sá, J.M., 2005. ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of gold mineralization in Brasiliano strike-slip shear zones in the Borborema Province, NE Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 19, 445–460. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2005.06.009>.
- Archânjo, C.J., Viegas, L.G.F., Hollanda, M.H.B.M., Souza, L.C., Liu, D., 2013. Timing of the HT/LP transpression in the Neoproterozoic Seridó Belt (Borborema Province, Brazil): constraints from U-Pb (SHRIMP) geochronology and implications for the connections between NE Brazil and West Africa. *Gondwana Res.* 23, 701–714. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.05.005>.
- Archânjo, C.J., 1993. *Fabriques de plutons granitiques et déformation crustal du nord-est du Brésil: une étude par anisotropie de susceptibilité magnétique de granites ferromagnétiques*. Dr.Sc. thesis, Lab Pétroph et Tect, Univ de Toulouse III, France.

- 167 p.
- Archanjo, C.J., Bouchez, J.L., 1991. Le Seridó, une chaîne tectono-metamorphique d'orogène du Nord-Est du Brésil. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 168, 509–520.
- ASD Inc., 2010. FieldSpec™ 3 User Manual. ASD Document 600540. 98 p. <http://www.geo-informatica.nl/courses/grs60312/material2017/manuals/600540-JFieldSpec3UserManual.pdf> (accessed 10 March 2019).
- Caby, R., Arthaud, M.H., Archanjo, C.J., 1995. Lithostratigraphy and petrostructural characterization of supracrustal units in the Brasiliano Belt of northeast Brazil: geodynamic implications. *J. S. Am. Earth Sci.* 8, 235–246. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(95\)00011-4](https://doi.org/10.1016/0895-9811(95)00011-4).
- Caby, R., Sial, A.N., Arthaud, M.H., Vaucher, A., 1991. Crustal evolution and the Brasiliano Orogeny in Northeast Brazil. In: Dallmeyer, R.D., Lecomte, J.P. (Eds.), *The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 373–397.
- Carrino, T.A., Crósta, A.P., Toledo, C.L.B., Silva, A.M., 2018. Hyperspectral remote sensing applied to mineral exploration in southern Peru: a multiple data integration approach in the Chapí Chiara gold prospect. *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf.* 64, 287–300. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2017.05.004>.
- Clark, R.N., Swayze, G.A., Wise, R., Livo, E., Hoefen, T., Kokaly, R., Sutley, S.J., 2007. USGS digital spectral library splib06a. U.S. Geological Survey, Digital Data Series 231.
- Clark, R.N., 1999. Spectroscopy of rocks and minerals, and principles of spectroscopy. In: Rencz, A.N. (Ed.), *Manual of Remote Sensing. Remote Sensing for the Earth Science*. 3. John Wiley and Sons, New York, pp. 3–58.
- Clark, R.N., King, T.V.V., Klejwa, M., Swayze, G., 1990. High spectral resolution reflectance spectroscopy of minerals. *J. Geophys. Res.* 95, 12653–12680. <https://doi.org/10.1029/JB095iB08p12653>.
- Clark, R.N., Roush, T.L., 1984. Reflectance spectroscopy: quantitative analysis techniques for remote sensing applications. *J. Geophys. Res.* 89 (B7), 6329–6340. <https://doi.org/10.1029/JB089iB07p06329>.
- Costa, M.A.C., Perrotta, M.M., Souza Filho, C.R., 2017. Resultados preliminares de espectroscopia de refletância e imageamento hiperespectral na região da Mina de scheelita de Brejuí (RN), Faixa Seridó, Província Borborema, in: *Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, 18, Santos, pp. 5737–5744.
- Coulter, D.W., Harris, P.D., Wickert, L.M., Zhou, X., 2017. Advances in spectral geology and remote sensing: 2008–2017. In: *Exploration 17, Decennial International Conference on Mineral Exploration*, pp. 23–50.
- Cudahy, T.J., Okada, K., Yamato, Y., Cornelius, A., Hewson, R., 2001. Mapping the skarns-porphyr-epithermal alteration system at Yerington, Nevada, using VNIR-SWIR-TIR remotely sensed data. *CSIRO Exploration and Mining, Report 1121R*, 45 p.
- Dalton, J.B., Bove, D.J., Mladinich, C.S., Rockwell, B.W., 2004. Identification of spectrally similar materials using the USGS Tetracorder algorithm: the calcite-epidote-chlorite problem. *Remote Sens. Environ.* 89, 455–466. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2003.11.011>.
- Dantas, E.L., Souza, Z.S., Wernick, E., Hackspacher, P.C., Martin, F., Xiaodong, D., Li, J.W., 2013. Crustal growth in the 3.4–2.7 Ga São José de Campeste Massif, Borborema Province, NE Brazil. *Precamb. Res.* 227, 120–156. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2012.08.006>.
- Dantas, E.L., Van Schmus, W.R., Hackspacher, P.C., Fetter, A.H., Brito Neves, B.B., Cordani, U., Nutman, A.P., Williams, I.S., 2004. The 3.4–3.5 Ga São José de Campeste massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America. *Precamb. Res.* 130, 113–137. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2003.11.002>.
- Einaudi, M.T., Meinert, L.D., Newberry, R.J., 1981. Skarn deposits. *Econ. Geol.* 75, 317–391.
- Gaffey, S.J., 1986. Spectral reflectance of carbonate minerals in the visible and near infrared (0.35–2.55 μm): calcite, aragonite and dolomite. *Am. Mineral.* 71, 151–162.
- Grove, C.I., Hook, S.J., Paylor, E.D., 1992. Laboratory reflectance spectra for 160 minerals 0.4 – 2.5 micrometers. JPL Publication 92-2, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, CA.
- Hollanda, M.H.B.M., Souza Neto, J.A., Archanjo, C.J., Stein, H., Maia, A.C.S., 2017. Age of the granitic magmatism and the W-Mo mineralization in skarns of the Seridó belt (NE Brazil) based on zircon U-Pb (SHRIMP) and molybdenite Re-Os dating. *J. S. Am. Earth Sci.* 79, 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.07.011>.
- Hollanda, M.H.B.M., Archanjo, C.J., Bautista, J.R., Souza, L.C., 2015. Detrital zircon ages and Nd isotope compositions of the Seridó and Lavras de Mangabeira basins (Borborema Province, NE Brazil): evidence for exhumation and recycling associated with a major shift in sedimentary provenance. *Precamb. Res.* 258, 186–207. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.12.009>.
- Hollanda, M.H.B.M., Archanjo, C.J., Souza, L.C., Dunyi, L., Armstrong, R., 2011. Long-lived paleoproterozoic granitic magmatism in the Seridó-Jaguaribe domain, Borborema Province – NE Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 32, 287–300. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.02.008>.
- Izawa, M.R.M., Cloutis, E.A., Rhind, T., Mertzman, S.A., Poitras, J., Applin, D.M., Mann, P., 2018. Spectral reflectance (0.35–2.5 μm) properties of garnets: for remote sensing detection and characterization. *Icarus* 300, 392–410. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2017.09.005>.
- Kerr, A., Rafuse, H., Sparkes, G., Hinchey, J., Sandeman, H., 2011. Visible/infrared spectroscopy (VIRS) as a research tool in economic geology: background and pilot studies from Newfoundland and Labrador. *Curr. Res.* 11, 145–166.
- Kokaly, R.F., Clark, R.N., Swayze, G.A., Livo, K.E., Hoefen, T.M., Pearson, N.C., Wise, R.A., Benz, W.M., Lowers, H.A., Driscoll, R.L., Klein, A.J., 2017. USGS Spectral Library Version 7. U.S. Geological Survey Data Series 1035, 61 p. doi: 10.3133/ds1035.
- Meinert, L.D., Dipple, G.M., Nicolescu, S., 2005. World skarn deposits. *Econ. Geol.* 100, 299–336. <https://doi.org/10.5382/AV100.11>.
- Meinert, L.D., 1992. Skarns and skarn deposits. *Geosci. Can.* 19, 145–162.
- Mesquita, N.M., Carrino, T.A., Souza Neto, J.A., Ribeiro, V.B., Guimarães Filho, H., 2018. Prehnite reflectance signature as an indicator of gold skarn mineralization: a practical and low-cost method applied to the Bonfim W-Mo-Au-Bi-Te Mine, Seridó Mobile Belt, Brazil, in: *Brazilian Symposium on Mineral Exploration*, 8, Ouro Preto, 1p.
- Naletto, J.L.C., Perrotta, M.M., Costa, F.G., Souza Filho, C.R., 2019. Point and imaging spectroscopy investigations on the Pedra Branca orogenic gold deposit, Tróia Massif, Northeast Brazil: implications for mineral exploration in amphibolite metamorphic-grade terrains. *Ore Geol. Rev.* 107, 283–309. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.02.019>.
- Nascimento, M.A.L., Calindo, A.C., Medeiros, V.C., 2015. Ediacaran to cambrian magmatic suites in the Rio Grande do Norte domain, extreme Northeastern Borborema Province (NE of Brazil): current knowledge. *J. S. Am. Earth Sci.* 58, 281–299. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.09.008>.
- Pontual, S., Merry, N., Gamson, P., 2008. Spectral interpretation – Field manual. GMEC. Spectral Analysis guides for mineral exploration. AusSpec International Pty. Ltd, Victoria.
- Roache, T.J., Walshe, J.L., Huntington, J.F., Quigley, M.A., Yang, K., Bil, B.W., Blake, K.L., Hyvärinen, T., 2011. Epidote-clinozoisite as a hyperspectral tool in exploration for Archean gold. *Aust. J. Earth Sci.* 58, 813–822. <https://doi.org/10.1080/08120099.2011.608170>.
- Santos, E.J., Souza Neto, J.A., Silva, M.R.R., Beurlen, H., Cavalcanti, J.A.D., Silva, M.G., Dias, V.M., Costa, A.F., Santos, L.C.M.L., Santos, R.B., 2014. Metalogênese das porções norte e central da Província Borborema, in: Silva, M.G., Rocha Neto, M.B., Jost, H., Kuyumjian, R.M. (Eds.), *Metalogênese das províncias tectônicas brasileiras*, CPRM, Belo Horizonte, pp. 343–388.
- Souza Neto, J.A., Legrand, J.M., Volfinger, M., Pascal, M.L., Sonnet, P., 2008. W-Au skarns in the Neo-proterozoic Seridó Mobile Belt, Borborema Province in northeastern Brazil: an overview with emphasis on the Bonfim Deposit. *Miner. Depos.* 43, 185–205.
- Souza Neto, J.A., 1999. Genesis of the Bonfim and Itajubata gold skarn deposits, northeastern Brazil: a study based on isotopes, trace elements and fluid inclusions. PhD Thesis, Université Catholique de Louvain, Département de Géologie et de Géographie, Belgium, 238 p.
- Swayze, G.A., Clark, R.N., Goetz, A.F.H., Livo, K.E., Breit, G.N., Kruse, F.A., Sutley, S.J., Snee, L.W., Lowers, H.A., Post, J.L., Stoffregen, R.E., Ashley, R.P., 2014. Mapping advanced argillic alteration at Cuprite, Nevada, using imaging spectroscopy. *Econ. Geol.* 109, 1179–1221. <https://doi.org/10.2113/econgeo.109.5.1179>.
- Thompson, A.J.B., Hauff, P.L., Robitaille, A.J., 1999. Alteration mapping in exploration: application of short-wave infrared (SWIR) spectroscopy. *Soc. Econ. Geol. Newsl.* 39, 15–17.
- van Schmus, W.R., Oliveira, E.P., da Silva Filho, A.F., Toteu, S.F., Penaye, J., Guimarães, I.P., 2008. Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the central African Fold Belt. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 294 (1), 69–99. <https://doi.org/10.1144/SP294.5>.
- Velásquez Ruiz, Felipe, Della Giustina, Maria Emilia Schutesky, de Oliveira, Claudinei Gouveia, Dantas, Elton Luiz, Hollanda, Maria Helena Bezerra, 2019. The 3.5 Ga São Tomé layered mafic-ultramafic intrusion, NE Brazil: insights into a Paleoproterozoic Fe-Ti-V oxide mineralization and its reworking during West Gondwana assembly. *Precamb. Res.* 326, 462–478. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2018.03.011>.
- Windeler, D.S., 1993. Garnet-pyroxene alteration mapping in the Ludwig Skarn (Yerington, Nevada) with Geoscan airborne multispectral data. *Photogramm. Eng. Remote Sens.* 59, 1277–1286.
- Windeler, D.S., Lyon, R.J.P., 1991. Discriminating dolomitization of marble in the Ludwig Skarn near Yerington, Nevada using high-resolution airborne infrared imagery. *Photogramm. Eng. Remote Sens.* 57, 1171–1177.
- White, A.J., Laukamp, C., Stokes, M.A., Legras, M., Pejčić, B., 2017. Vibrational spectroscopy of epidote, pumpellyite and prehnite applied to low-grade regional metabasites. *Geochem. Explor. Environ. Anal.* 17, 315–333. <https://doi.org/10.1144/gchem2016-007>.

5 CONCLUSÕES

A Faixa Seridó possui um amplo campo de interesse metalogenético, com mineralizações diversas e mais de 700 ocorrências de skarns mineralizado em tungstênio (Souza Neto et al, 2008). A única ocorrência descoberta de Au-W juntos, até o presente momento, é a Mina Bonfim. Apesar da utilização de métodos potenciais e gamaespectrométricos serem amplamente difundidos no mundo, ainda há muito o que se avançar em termos de Província Borborema. O presente trabalho tem o intuito de evidenciar um pouco do avanço que a aerogeofísica e o sensoriamento remoto podem trazer tanto para a caracterização de depósitos conhecidos, quanto para a localização de potenciais novos depósitos.

A caracterização magnetométrica da área próxima à Mina Bonfim permitiu uma visualização detalhada do arcabouço estrutural, a partir do mapa da primeira derivada vertical, sendo subdividido em três direções preferenciais: NNE-SSW que é definida pelas zonas de cisalhamentos principais da região. Esse refinamento é importante pois as ocorrências de skarn estão espacialmente relacionadas à zonas de cisalhamento NNE. O skarn da Mina Bonfim ocorre encaixado na zona de Cisalhamento Santa Mônica, sendo ela o possível condutor do fluido mineralizante do mesmo. ENE que truncam as estruturas principais e a E-W que estão possivelmente associadas à diques pegmatíticos de Li-Ta que segundo Hollanda *et al.* (2017) estão geneticamente relacionados ao Depósito estudado. Através do mapa do sinal analítico outras quatro anomalias menores, similares àquela relacionada à Mina Bonfim foram sinalizadas. A partir do mapa gamaespectrométrico do potássio anômalo, as áreas de provável alteração hidrotermal foram delimitadas, e unidas através de fusão de imagem com a primeira derivada vertical para evidenciar as áreas de importância econômica. Mesmo utilizando dados de um aerolevantamento regional, com linhas de voo espaçadas 500m fica claro que delimitar menores áreas de interesse ajuda no refinamento dos guias prospectivos.

A espectroscopia de refletância constitui outra poderosa ferramenta para prospecção mineral pouco utilizada no Nordeste brasileiro. Utilizando um espectrorradiômetro portátil ao longo de um representativo testemunho de sondagem foram caracterizadas a mineralogia relacionada a cada unidade presente na Mina Bonfim, o que permitiu reconhecer espectralmente a prehnita como fase associada à mineralização de ouro, validando os dados das curvas espectrais com a petrografia de luz refletida e transmitida. Uma vez identificado a feição não ambígua da prehnita relacionada ao -OH e sua associação com Au-Bi, foi proposto um índice espectral (reflectância em 1465 nm/reflectância em 1478 nm) que permitiu evidenciar as zonas de concentração de prehnita ao longo do testemunho de sondagem. As zonas enriquecidas em

prehnita também mostraram uma correlação positiva com a análise de distribuição da concentração de Au-Bi ao longo do testemunho. Essa descoberta implica na confiabilidade de investir em tecnologias de imageamento VNIR-SWIR e espectroscopia de refletância, na área da mina Bonfim e similares, onde o critério de favorabilidade à ocorrência de ouro são zonas enriquecidas em prehnita. Essa tecnologia permite uma otimização no custo e tempo da exploração, setorizando previamente as zonas de interesse.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth Sci. Rev.** v. 17, p. 1–29, 1981.
- BARANOV, V. A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudo-gravimetric anomalies. **Geophysics**, v. 22, p. 359-383, 1957.
- CARRINO T.A.; CRÓSTA A.P.; TOLEDO C.L.B.; SILVA A.M. Hyperspectral remote sensing applied to mineral exploration in southern Peru: A multiple data integration approach in the Chapi Chiara gold prospect. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 64, p. 287-300, 2018.
- CARRINO T.A.; SOUZA FILHO C.R. de; LEITE E. P. Avaliação do uso de dados aerogeofísicos para mapeamento geológico e prospecção mineral em terrenos intemperizados: o exemplo de Serra Leste, província mineral de Carajás. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 25, n.3, p. 307-320, 2007.
- CLARK R.N. Spectroscopy of rocks and minerals, and principles of spectroscopy *In*: RENCZ A.N. (ed.). Manual of remote sensing. **Remote Sensing for the Earth Science**, v. 3, p. 3-58, 1999.
- COSTA, M. A. C.; PERROTTA, M. M.; SOUZA FILHO, C. R. Resultados preliminares de espectroscopia de refletância e imageamento hiperespectral na região da Mina de scheelita de Brejuí (RN), Faixa Seridó, Província Borborema. *In*: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 18., 2017, Santos-SP. **Anais [...]**. Santos: SBSR, 2017. p. 5737-5744.
- COSTA, A.P.; DANTAS, A.R. Programa Geologia do Brasil-PGB. Lajes. **Folha SB.24-X-D-VI**. Estado do Rio Grande do Norte. 2014.
- COULTER D.W; HARRIS P.D.; WICKERT L.M.; ZHOU X. Advances in Spectral Geology and remote sensing: 2008-2017. *In*: EXPLORATION 17 - DECENNIAL INTERNATIONAL CONFERENCE ON MINERAL EXPLORATION, 6., 2017, Toronto-CA. **Anais [...]**. Toronto: EXP17, 2017. p. 23-50
- CUDAHY T.J.; OKADA K.; YAMATO Y.; CORNELIUS A.; HEWSON R. Mapping the skarns-porphyry-epithermal alteration system at Yerington, Nevada, using VNIR-SWIR-TIR remotely sensed data. **CSIRO Exploration and Mining**, Report 1121R, p. 45, 2001.
- DICKSON B.L.; SCOTT K.M. Interpretation of aerial gamma-ray surveys – adding the geochemical factors. **AGSO J. Australia Geology & Geophysics**. v. 17, n. 2, p. 187-200, 1997.
- GOODFELLOW, W. D.; MCCUTCHEON, S. R.; PETER, J. M. Massive sulfide deposits of the Bathurst Mining Camp, New Brunswick, and Northern Maine: introduction and summary of findings. *In*: GOODFELLOW, W. D.; MCCUTCHEON, S. R.; PETER, J. M. (Eds.), Massive Sulfide Deposits of the Bathurst Mining Camp, New Brunswick, and Northern Maine: Economic Geology Monograph 11. **Society of Economic Geologists**, Canada, pp. 1– 16, 2003.

HOLLANDA M.H.B.M.; SOUZA NETO J.A.; ARCHANJO C.J.; STEIN H.; MAIA A.C.S. Age of the granitic magmatism and the W-Mo mineralization in skarns of the Seridó belt (NE Brazil) based on zircon U-Pb (SHRIMP) and molybdenite Re-Os dating. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 79, p. 1-11, 2017.

IAEA. Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data. Vienna. **Intern. Atomic Energy Agency**, p. 179, 2003.

KERR A.; RAFUSE H.; SPARKES G.; HINCHEY J.; SANDEMAN H. Visible/infrared spectroscopy (VIRS) as a research tool in economic geology: background and pilot studies from Newfoundland and Labrador. **Current Research**, v. 11, n. 1, p. 145–166, 2011.

MEINERT, L.D. Skarns and skarn deposits. **Geosci. Can.**, v. 19, p. 145-162, 1992.

MILLIGAN P.R.; GUNN P.J. Enhancement and presentation of airborne geophysical data. **AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics**, v. 17, n. 2, p. 62-75, 1997.

NABIGHIAN N.M. Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross section. **Geophysics**, v. 39, n. 1, p. 85-92, 1974.

NABIGHIAN N.M. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross section: its properties and use for automated anomaly interpretation, **Geophysics**, v. 37, n. 3, p. 507–517, 1972.

NALETO J.L.C.; PERROTTA M.M.; COSTA F.G.; SOUZA FILHO C.R. Point and imaging spectroscopy investigations on the Pedra Branca orogenic gold deposit, Troia Massif, Northeast Brazil: implications for mineral exploration in amphibolite metamorphic-grade terrains. **Ore Geology Reviews**, v. 107, p. 283-309, 2019.

PIRES A. C. B. Identificação geofísica de áreas de alteração hidrotermal, Crixás Guarinos, Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 1, p. 61-68, 1995.

PRADO, E. M. G.; SILVA, A.M.; DUCART, D. F. Reflectance spectroradiometry applied to a semi-quantitative analysis of the mineralogy of the N4ws deposit, Carajas Mineral Province, Para Brasil. **Ore geology Reviews**, 2016.

RIBEIRO V.B.; LOURO V.H.A.; MANTOVANI M.S.M. Geophysical study of the Sertãozinho, Rio Aguapeí and Nova anomalies (SW of Mato Grosso, Brazil). In: Intern. Congr. Brazilian Geophys. Soc., 13, 2013, Rio de Janeiro. **Anais [...]**, Rio de Janeiro: SBGf, 2013.

SANTOS, E.J.; SOUZA NETO, J.A.; SILVA, M.R.R.; BEURLIN, H.; CAVALCANTI, J.A.D.; SILVA, M.G.; DIAS, V.M.; COSTA, A.F.; SANTOS, L.C.M.L.; SANTOS, R.B. Metalogênese das porções norte e central da Província Borborema, In: Silva, M.G., Rocha Neto, M.B., Jost, H., Kuyumjian, R.M. (Orgs.), Metalogênese das províncias tectônicas brasileiras, 2014, Belo Horizonte. **Anais [...]**, Belo Horizonte: CPRM, 2014. p. 343-388.

SHIVES, R. B. K.; CHARBONNEAU, B. W.; FORD, K. The detection of potassic alteration by gamma-ray spectrometry—recognition of alteration related to mineralization. In: gubins, a.g. (ed.), 1997: **Anais [...]** Proceedings of exploration 97: Fourth decennial international conference on mineral exploration, 1997. p. 741–752

SOUZA NETO J.A.; LEGRAND J.M.; VOLFINGER M.; PASCAL M.L.; SONNET P. W-Au skarns in the Neo-Proterozoic Seridó Mobile Belt, Borborema Province in northeastern Brazil: An overview with emphasis on the Bonfim Deposit. **Mineralium Deposita**, v. 43, n. 2, p. 185-205, 2008.

SWAYZE G.A. ; CLARK R.N. ; GOETZ A.F.H. ; LIVO K.E., BREIT G.N. ; KRUSE F.A. ; SUTLEY S.J. ; SNEE L.W. ; LOWERS H.A. ; POST J.L. ; STOFFREGEN R.E.; ASHLEY R.P. Mapping advanced argillic alteration at Cuprite, Nevada, using imaging spectroscopy. **Economic Geology**, v. 109, p. 1179-1221, 2014.

TAPPERT, M.; RIVARD, B.; GILES, D.; TAPPERT, R.; MAUGER, A. Automated drill core logging using visible and near-infrared reflectance spectroscopy: a case study from the Olympic dan deposit, south Australia. **Society of Economic Geologists** v. 106, p. 289-296, 2011.

TELFORD, W.M.; GELDART, L.P.; SHERIFF, R.E.; KEUS, D.A. Applied Geophysics. Cambridge. **Cambridge University Press**, p. 860, 1976.

VAN SCHMUS, W.R.; OLIVEIRA, E.P.; SILVA FILHO, A.F.; TOTEU, F.S.; PENAYE, J.; GUIMARÃES, I.P. Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. **Geological Society Special Publication**, v. 294, p. 69-99, 2008.

WINDELER D.S. Garnet-pyroxene alteration mapping in the Ludwig Skarn (Yerington, Nevada) with Geoscan airborne multispectral data. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, v. 59, p. 1277-1286, 1993.

WINDELER D.S.; LYON R.J.P. Discriminating dolomitization of marble in the Ludwig Skarn near Yerington, Nevada using high-resolution airborne infrared imagery. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, v. 57, p. 1171-1177, 1991.