

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 Aduino de Souza Neto

10.51359/1980-8208/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 mármores 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 clinozoi-

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).

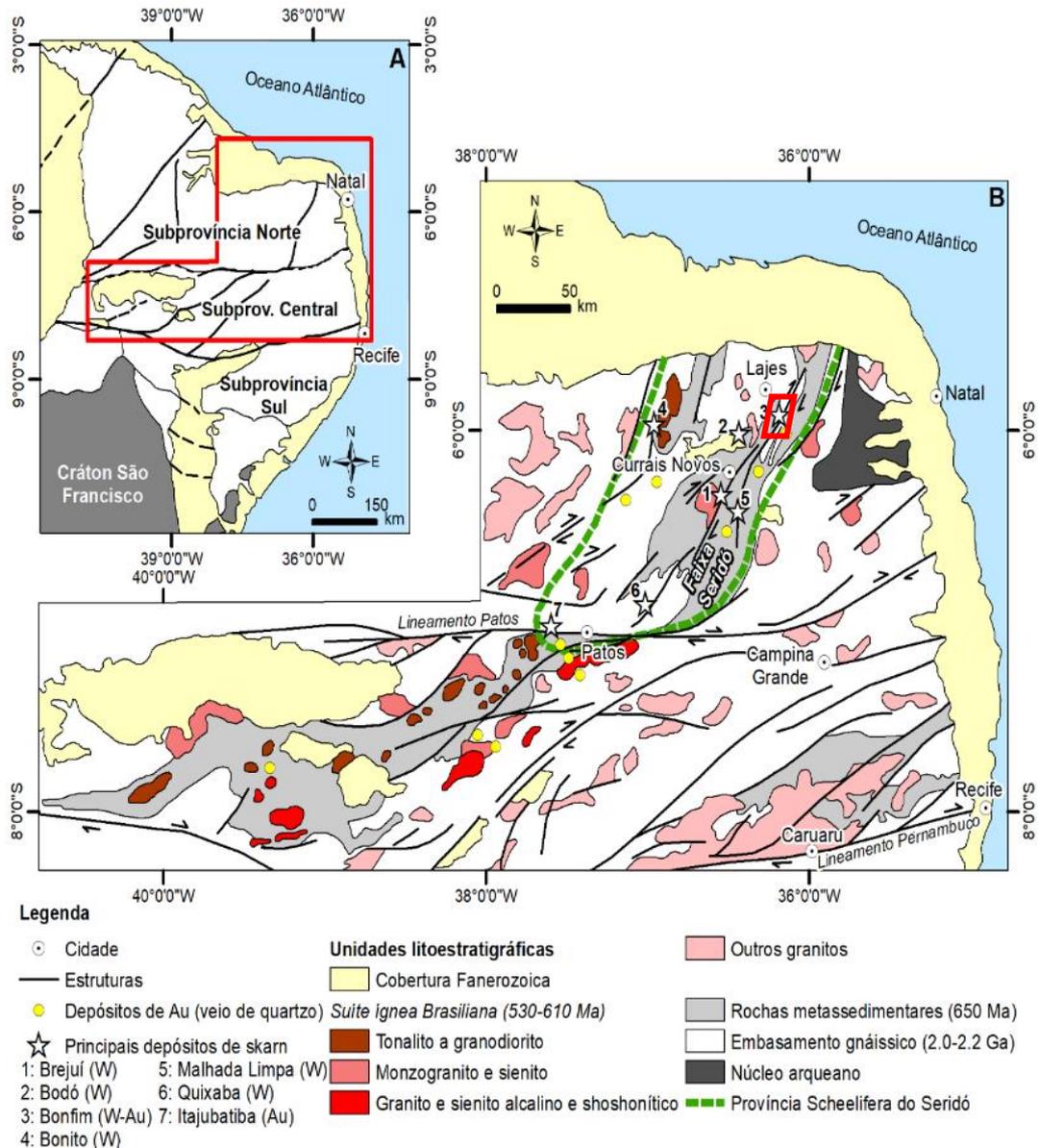


Figura 1-. Mapa simplificado da Província Borborema (A) (modificado de Van Schmus *et al.* 2008), e detalhe da Faixa Seridó, da Província Scheelífera do Seridó e principais depósitos do tipo skarn (W, W-Au, Au) e de ouro hospedado em veios de quartzo (adaptado de Archanjo 1993, e Souza Neto *et al.* 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 progradada e 400-500° C para a mineralogia retrogradada. 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).

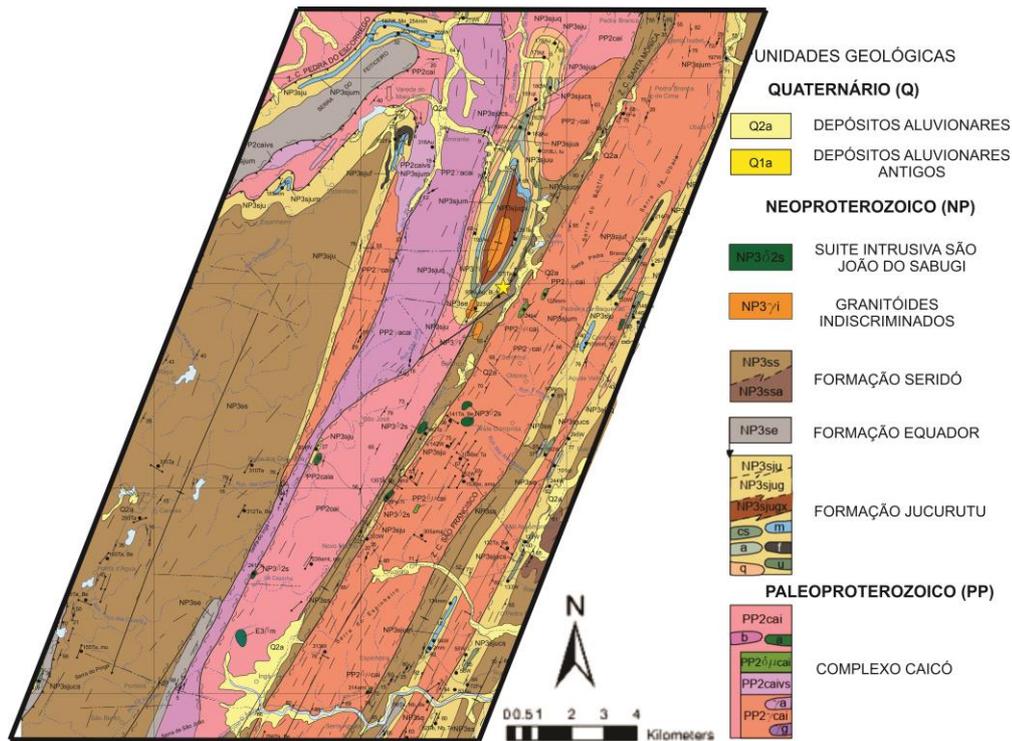


Figura 2: Recorte da área estudada com destaque para Mina Bonfim (amarelo). (Modificado de Costa & Dantas, 2014)

O campo magnético anômalo auxilia na identificação de fontes anômalas dipolares e na estruturação da área, além de ser usado como base para a aplicação dos filtros que melhoram a resposta dos dados magnetométricos.

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).

Aerogamaespectrometria

Alguns isotopos radioativos desintegram-se naturalmente e emitem

partículas e/ou radiação eletromagnética, porém as que podem ser detectadas na superfície terrestre são as fontes de radiação gama que derivam da desintegração natural do potássio (^{40}K), e de elementos das séries do urânio (^{238}U) e do tório (^{232}Th) (Telford et al., 1990). A aquisição dos dados de contagem total de radiação (CT) é realizada através de um espectrômetro, dentro da janela energética de 0,41 a 2,81 MeV (IAEA, 1993) sendo detectadas a uma profundidade de 30 a 40 centímetros (Minty, 1997).

O ^{40}K é o isotopo 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 equilavente 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).

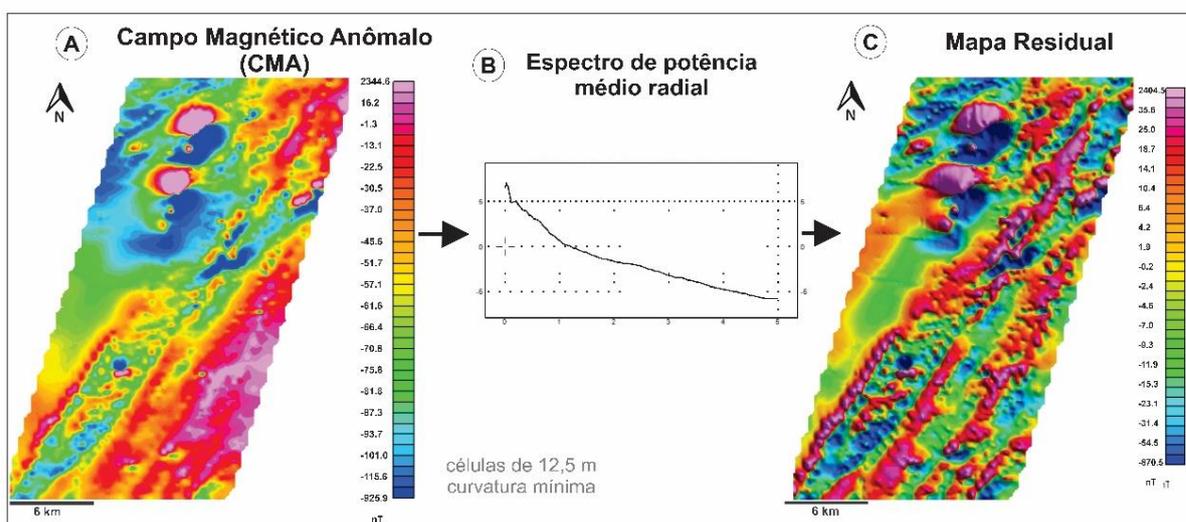


Figura 3- Grid do campo Magnético Anômalo (CMA) (A) com o gráfico do espectro de potência médio radial ilustrado (B) e mapa residual como resultado da remoção do componente regional (C).

FILTRAGEM DOS DADOS MAGNÉTICOS

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

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 curtas 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.

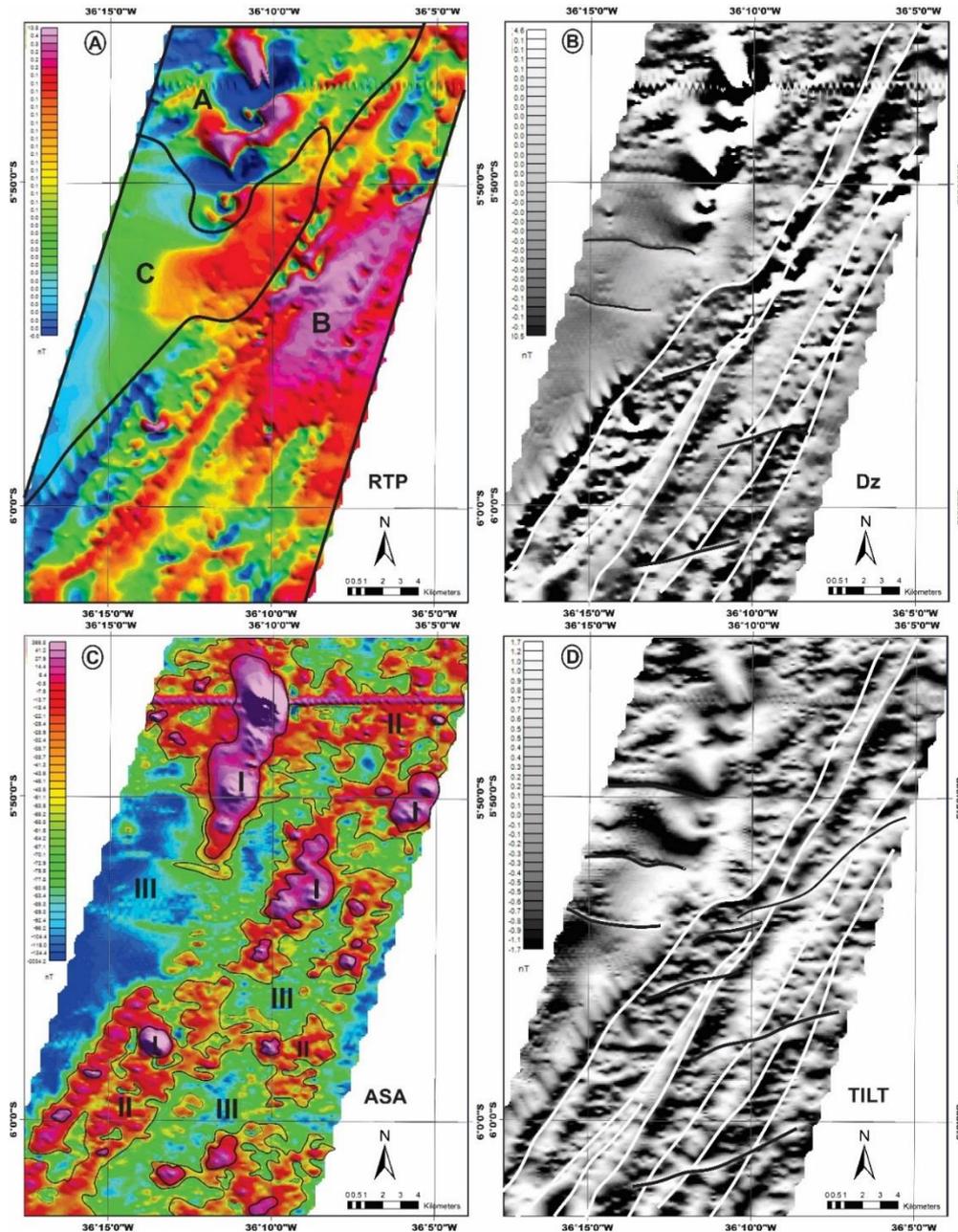


Figura 4- Imagens interpretadas do campo reduzido ao polo magnético da área de estudo (A), da derivada vertical de primeira ordem do campo magnético anômalo (B), da amplitude do sinal analítico (C) e da derivada Tilt (D).

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 calcula 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.

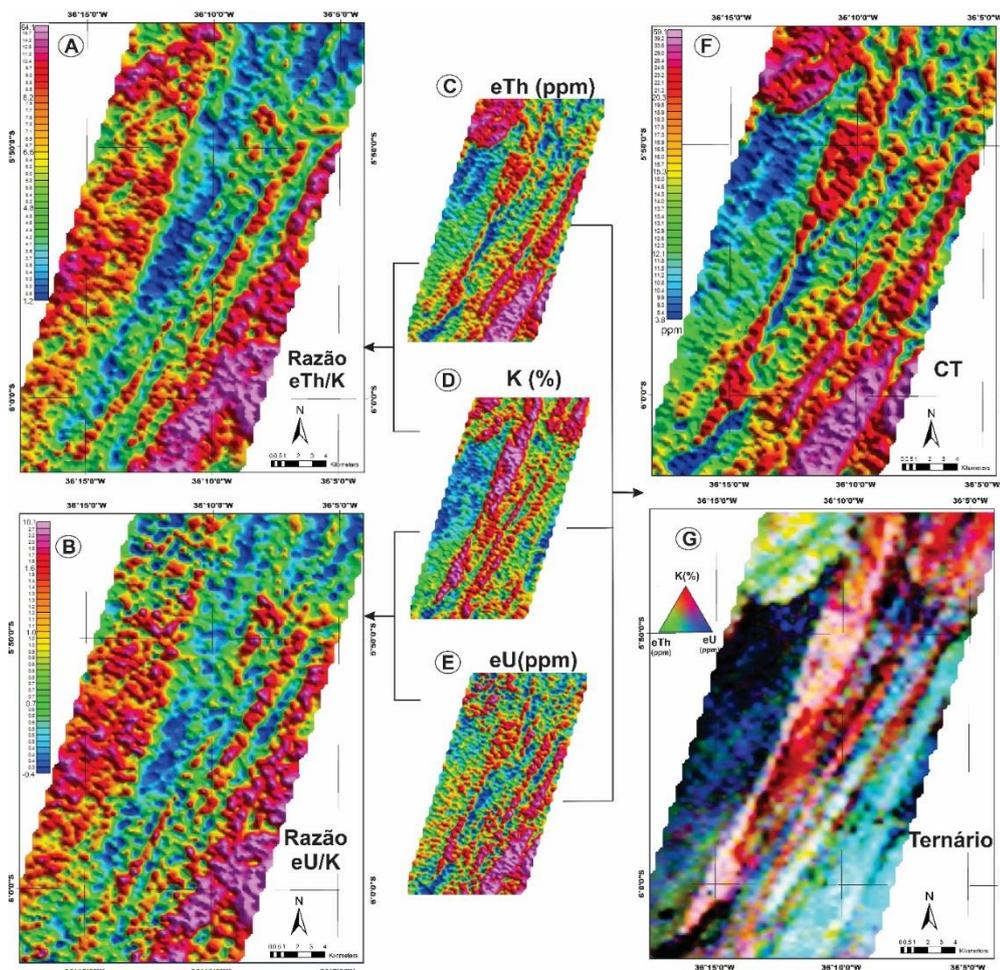


Figura 5: mapas das razões eTh/K (A), eU/K (B), mapa da distribuição da Contagem Total dos elementos (CT) (C) e de composição ternária RGB (K,eTh,eU) gerandos a partir dos grids de contagens individuais dos elementos (Th, K e U).

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

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

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.

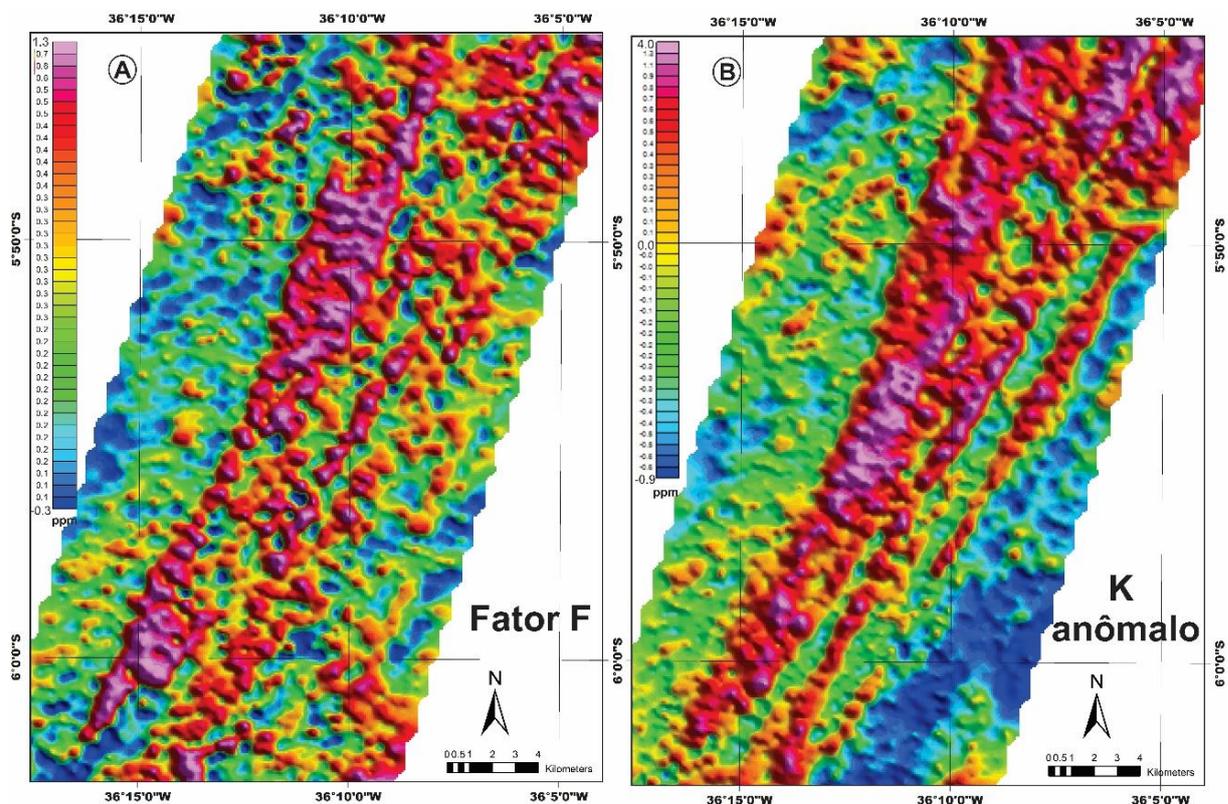


Figura 6- Mapa do Fator F (A) e Mapa do Potássio Anômalo (B) da área estudada

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 associado 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.

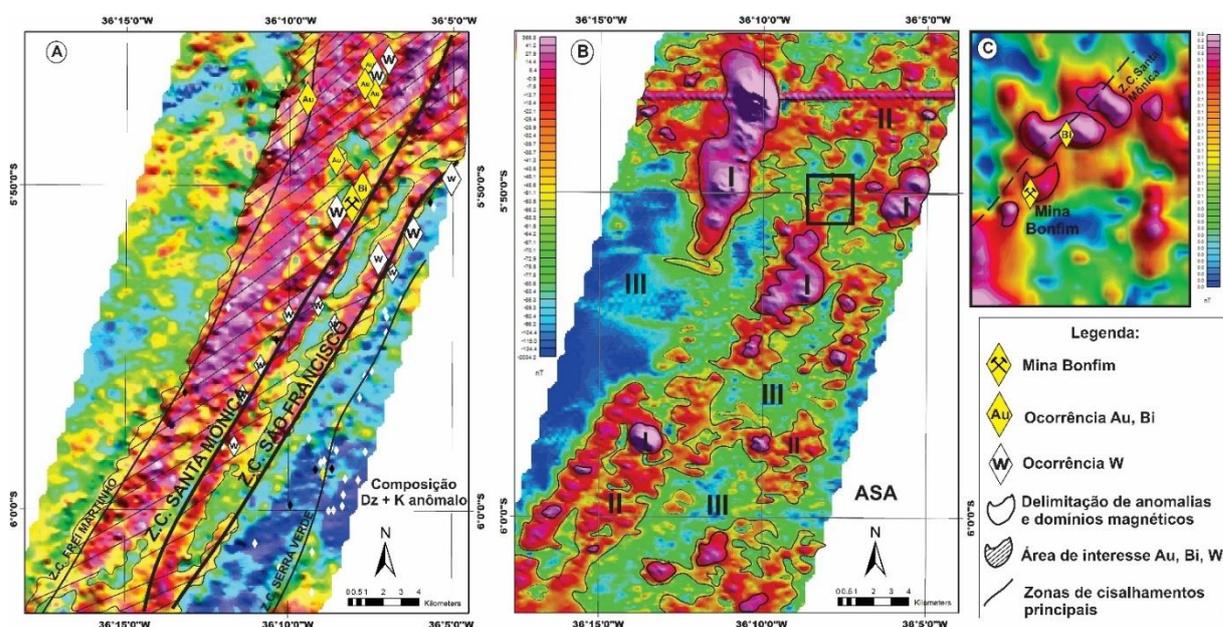


Figura 7- Fusão de imagem da primeira derivada vertical (Dz) e mapas de potássio anômalos com as ocorrências de ouro e tungstênio evidenciadas e área de interesse comum para prospecção de Au, Bi e W hachurada (A). Mapas de domínios magnéticos do mapa da Derivada do Sinal Analítico (ASA) com recorte da 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 zonas de cisalhamento e próximo aos contatos entre os granitos e mármores 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 importantes 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 Potássio 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 à 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
- Fornazzar 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., Kuyumijan, 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.