



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

CAIO CÉSAR FERNANDES TEIXEIRA DE SAMPAIO

**GEOLOGIA DA OCORRÊNCIA DE OURO OROGÊNICO DE RERIUTABA,
CEARÁ, BRASIL**

FORTALEZA

2019

CAIO CÉSAR FERNANDES TEIXEIRA DE SAMPAIO

GEOLOGIA DA OCORRÊNCIA DE OURO OROGÊNICO DE RERIUTABA, CEARÁ,
BRASIL

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial à obtenção do título de mestre em Geologia. Área de concentração: Geodinâmica e Recursos Minerais.

Orientador: Prof. Dr. Clóvis Vaz Parente.

FORTALEZA

2019

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Universidade Federal do Ceará
Biblioteca Universitária
Gerada automaticamente pelo módulo Catalog, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

S182g Sampaio, Caio César Fernandes Teixeira de.
Geologia da Ocorrência de Ouro Orogênico de Reriutaba, Ceará, Brasil / Caio César Fernandes
Teixeira de Sampaio. – 2019.
81 f. : il. color.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências, Programa de Pós-Graduação
em Geologia, Fortaleza, 2019.
Orientação: Prof. Dr. Clóvis Vaz Parente.

1. Mineralização de Ouro Orogênico. 2. Aerogeofísica. 3. Sensoriamento Remoto. 4. Geologia. 5.
Petrografia. I. Título.

CDD 551

CAIO CÉSAR FERNANDES TEIXEIRA DE SAMPAIO

GEOLOGIA DA OCORRÊNCIA DE OURO OROGÊNICO DE RERIUTABA, CEARÁ,
BRASIL

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial à obtenção do título de mestre em Geologia. Área de concentração: Geodinâmica e Recursos Minerais.

Aprovada em: ___/___/_____.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Clóvis Vaz Parente (Orientador)
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. Jackson Alves Martins
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. Sergio Roberto Bacelar Huhn
Universidade Federal do Ceará (UFC)

AGRADECIMENTOS

Inicialmente registro meu agradecimento ao CNPq e à CAPES, pelo apoio financeiro com a manutenção da bolsa. Também agradeço a Central Analítica da UFC pelas análises químicas minerais por microscópio eletrônico de varredura (MEV).

Ao meu orientador, Prof. Dr. Clóvis Vaz Parente, por ter aceitado participar desse trabalho e principalmente pela excelente orientação. Tive muita sorte em tê-lo como orientador, pois não contribuiu apenas para essa dissertação, mas também para minha formação como geólogo. Sua paciência, seu apoio e sua confiança depositada em mim, assim como o conhecimento compartilhado, foram fundamentais para a realização desse trabalho. É um exemplo de professor e de profissional, sua dedicação e seu entusiasmo pela Geologia é contagiante e me estimula cada vez mais a buscar o conhecimento geológico. Muito Obrigado!

Aos professores Dr. Sebastián Gonzáles Chiozza e Dr. Sergio Roberto Bacelar Huhn e ao geólogo Dr. Jackson Alves Martins por terem aceitado participar das bancas de qualificação e defesa, contribuindo assim com a pesquisa.

RESUMO

Processamento e interpretação de dados aerogeofísicos e de imagens de sensores remotos, petrografia e geoquímica de rocha total foram aplicados com o propósito de dar suporte no estudo de uma mineralização de ouro orogênico localizada no Domínio Ceará Central da Província Borborema, na cidade Reriutaba, estado do Ceará. A partir das imagens gamaespectrométricas foram identificados dez domínios gamaespectrométricos distintos na área de estudo, que correspondem a sete unidades litoestratigráficas: 1) Unidade Canindé do Grupo Ceará; 2) Unidade Independência do Grupo Ceará; 3) Granitos Brasileiros (Granitos São José e Lombo); 4) Granito Pós-Orogênico com Vulcanismo Básico-Intermediário associado (Granito Varjota); 5) Formação Ipu do Grupo Serra Grande da Bacia do Parnaíba; 6) Depósito Eluvionar; 7) Depósitos Aluvionares. Com base nas imagens K/eTh, Fator F e Potássio Anômalo foram identificadas zonas com alterações hidrotermais potássicas. Baseado nas imagens magnetométricas foram observados cinco domínios magnetométricos diferentes e lineamentos magnetométricos, em sua maioria de direção NE-SW, que auxiliaram na interpretação litoestrutural da região de estudo. A partir das imagens CMA e ASA foram identificados anfíbolitos com magnetita na Unidade Canindé e foi possível melhor delimitar as rochas vulcânicas básicas-intermediárias com magnetita associadas ao Granito Varjota. A composição RGB de maior OIF calculado 752 elaborada a partir das imagens multiespectrais *Landsat-8/OLI* permitiu melhorar a interpretação litoestratigráfica realizada segundo as imagens gamaespectrométricas. Imagens ALOS/PALSAR foram modeladas topograficamente usando a técnica *shaded relief* para melhorar a interpretação estrutural feita apoiada nas imagens magnetométricas. Além do *trend* estrutural dominante NE-SW, que corresponde a zonas de cisalhamento e foliações, outros dois *trends* de direções NNE-SSW e E-W, que representam falhas relacionadas as zonas de cisalhamento, foram identificados. A mineralização de ouro orogênico de Reriutaba está localizada no Domínio Ceará Central da Província Borborema. A mineralização está hospedada nas rochas metavulcanossedimentares do fácies anfíbolito da Unidade Canindé do Grupo Ceará, que é composta por migmatitos, anfíbolitos, rochas calcissilicáticas e xistos na área de estudo. A mineralização formou-se em falhas de segunda e/ou terceira ordem da Zona de Cisalhamento Reriutaba, onde devido a percolação de fluidos hidrotermais foram preenchidas por veios de quartzo mineralizados e alteraram hidrotermalmente as rochas encaixantes brechadas para brechas hidrotermais mineralizadas. Há dois estilos de mineralização: 1) veios de quartzo com sulfetos e ouro/*electrum* disseminados e 2) brechas hidrotermais com sulfetos e ouro/*electrum*

disseminados. Embora esteja hospedada em rochas metamórficas do fácies anfibolito, a formação da mineralização está associada a um metamorfismo hidrotermal de baixa temperatura que afetou as rochas metavulcanossedimentares da Unidade Canindé do Grupo Ceará durante os últimos estágios da Orogênese Brasileira. Pirita, galena, esfalerita, arsenopirita, calcopirita, e bornita são os minerais-minérios comumente associados a mineralização. Molibdenita e bismutinita podem estar presentes como acessórios. Escapolita, albita, k-feldspato, biotita, muscovita, epidoto, clorita, sericita, quartzo, sulfetos, caolinita e barita são os minerais hidrotermais geralmente relacionados com a mineralização. Turmalina, actinolita, tremolita, calcita e ankerita são outros minerais hidrotermais que também ocorrem na área de estudo. Análises químicas das brechas hidrotermais mineralizadas indicam que as rochas hospedeiras da mineralização foram enriquecidas em Si e empobrecidas em Ca, Mg, Na, P e Ti durante as alterações hidrotermais. A mineralização tem uma associação elementar única constituída por Au, Ag, Fe, Pb, Zn, As e Cu, e é empobrecida em Sb, Te e W. Concentrações de cerca de 1 a 30 ppm de Au e 4 a 85 ppm de Ag estão presentes nas brechas hidrotermais mineralizadas.

Palavras-chave: Mineralização de Ouro Orogênico. Aerogeofísica, Sensoriamento Remoto. Geologia. Petrografia.

ABSTRACT

Processing and interpretation of airborne geophysics data and remote sensing images, petrography and geochemistry were applied to support the study of an orogenic gold mineralization located in the Ceará Central Domain of the Borborema Province, in the Reriutaba city, Ceará state. From the gamma-spectrometric images, ten distinct gamma-spectrometric domains were identified in the study area, corresponding to seven lithostratigraphic units: 1) Canindé Unit of the Ceará Group; 2) Independência Unit of the Ceará Group; 3) Brazilianos Granites (São José Granite and Lombo Granite); 4) Post-Orogenic Granite with associated Basic-Intermediate Volcanism (Varjota Granite); 5) Ipu Formation of the Serra Grande Group of the Parnaíba Basin; 6) Eluvial Deposit; 7) Alluvial Deposits. Based on the images K/eTh, Factor F and Anomalous Potassium, areas with potassium hydrothermal alterations were identified. Based on the magnetometric images, five different magnetometric domains and magnetometric lineaments were observed, mostly from NE-SW direction, which helped in the lithostructural interpretation of the study region. From the AMF and AS images, amphibolites with magnetite were identified in the Canindé Unit and it was possible to better delimit the basic-intermediate volcanic rocks with magnetite associated with Varjota Granite. The highest OIF calculated RGB composition 752 elaborated from the Landsat-8/OLI multispectral images allowed to improve the lithostratigraphic interpretation performed according to the gamma-spectrometric images. ALOS/PALSAR images were topographically modeled using the shaded relief technique to improve the structural interpretation made supported by the magnetometric images. In addition to the dominant structural trend NE-SW, which corresponds to shear zones and foliations, two other trends of NNE-SSW and E-W directions, which represent faults related to shear zones, were identified. The Reriutaba orogenic gold mineralization is located in the Ceará Central Domain of the Borborema Province. The mineralization is hosted in the amphibolite facies metavolcanosedimentary rocks of the Canindé Unit of the Ceará Group, which is composed by migmatites, amphibolites, calcissilicatic rocks and schist in the study area. The mineralization was formed in second and/or third order faults of the Reriutaba Shear Zone, where due the percolation of hydrothermal fluids were filled by mineralized quartz veins and hydrothermally altered the brecciated wallrocks to mineralized breccias. There are two styles of mineralization: 1) gold/electrum and gold-bearing sulfides disseminated in quartz veins and (2) gold/electrum and gold-bearing sulfides disseminated in quartz-carbonate breccias. Although occurs hosted in amphibolite facies metamorphic rocks, the formation of the

mineralization is associated with a low temperature hydrothermal metamorphism that affected the metavolcanosedimentary rocks of the Canindé Unit of the Borborema Province during the late stages of Brasiliano Orogeny. Pyrite, galena, sphalerite, arsenopyrite, chalcopyrite and bornite are the dominant ores minerals commonly associated the mineralization. Molybdenite and bismuthinite may be present as accessories. Scapolite, albite, k-feldspar, biotite, muscovite, epidote, chlorite, sericite, quartz, sulfides, kaolinite and barite are generally the hydrothermal alteration minerals related with the mineralization. Tourmaline, actinolite, tremolite, calcite and ankerite are others hydrothermal alteration minerals that also occurs in the study area. Chemical analysis of the mineralized hydrothermal breccias indicate that the host rocks of the mineralization were enriched in Si and depleted in Ca, Mg, Na, P and Ti during the hydrothermal alterations. The mineralization have a unique element association constituted by Au, Ag, Fe, Pb, Zn, As and Cu, and are depleted in Sb, Te and W. Concentrations from about 1 to 30 ppm of Au and 4 to 85 ppm of Ag are present in the mineralized hydrothermal breccias.

Keywords: Orogenic Gold Mineralization. Airborne Geophysics. Remote Sensing. Geology. Petrography.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	8
1.1	Objetivos	9
1.2	Localização e Acesso da Área de Estudo	9
2	AEROGEOFÍSICA E SENSORIAMENTO REMOTO APLICADOS	11
2.1	Introdução	11
2.2	Síntese do Contexto Geológico Regional	12
2.3	Materiais e Métodos	13
2.3.1	<i>Processamento dos Dados Aerogeofísicos</i>	14
2.3.1.1	<i>Processamento dos Dados Aerogamaespectrométricos</i>	15
2.3.1.2	<i>Processamento dos Dados Aeromagnetométricos</i>	16
2.3.2	<i>Processamento das Imagens Landsat-8/OLI</i>	17
2.3.3	<i>Processamento das Imagens ALOS/PALSAR</i>	18
2.4	Resultados	18
2.4.1	<i>Interpretação das Imagens Gamaespectrométricas</i>	18
2.4.1.1	<i>Interpretação de Alterações Hidrotermais Potássicas</i>	21
2.4.2	<i>Interpretação das Imagens Magnetométricas</i>	23
2.4.2.1	<i>Interpretação de Lineamentos Magnetométricos</i>	26
2.4.3	<i>Interpretação das Imagens Landsat-8/OLI</i>	27
2.4.4	<i>Interpretação das Imagens ALOS/PALSAR</i>	29
2.5	Contexto Geológica Local	30
2.5.1	<i>Unidades Litoestratigráficas</i>	30
2.5.1.1	<i>Unidade Canindé</i>	31
2.5.1.1.1	<i>Sequência Metavulcanossedimentar</i>	31
2.5.1.1.2	<i>Faixa Granulítica</i>	33
2.5.1.2	<i>Unidade Independência</i>	34
2.5.1.3	<i>Granitos Brasileiros</i>	35
2.5.1.4	<i>Granito Varjota</i>	36
2.5.1.5	<i>Formação Ipu</i>	37

2.5.1.6	<i>Depósito Eluvionar</i>	38
2.5.1.7	<i>Depósito Aluvionar</i>	38
2.5.2	<i>Lineamentos Estruturais</i>	38
2.5.3	<i>Zonas com Alterações Hidrotermais</i>	39
2.5.4	<i>Mineralização de Ouro Orogênico</i>	40
2.6	Discussões e Conclusões	43
3	GEOLOGIA DA MINERALIZAÇÃO DE OURO OROGÊNICO	46
3.1	Introdução	46
3.2	Materiais e Métodos	47
3.3	Síntese do Contexto Geológico Regional	48
3.4	Contexto Geológico Local	49
3.5	Mineralização de Ouro Orogênico	54
3.5.1	<i>Petrografia das Rochas Hospedeiras Alteradas Hidrotermalmente</i>	55
3.5.1.1	<i>Migmatitos</i>	55
3.5.1.2	<i>Anfibolitos</i>	56
3.5.1.3	<i>Rochas Calcissilicáticas</i>	58
3.5.1.4	<i>Xistos</i>	60
3.5.2	<i>Veios Mineralizados</i>	62
3.5.3	<i>Alterações Hidrotermais</i>	63
3.5.4	<i>Petrografia das Brechas Hidrotermais Mineralizadas</i>	64
3.6	Geoquímica de Rocha Total das Brecha Hidrotermais Mineralizadas	68
3.7	Discussões e Conclusões	70
4	CONCLUSÃO	72
	REFERÊNCIAS	75

1 INTRODUÇÃO

Desde a década de setenta do século passado sabe-se que na região noroeste do estado do Ceará, em áreas dos municípios Cariré, Groaíras, Ipu e Reriutaba há importantes ocorrências de ouro. A Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), também conhecida como Serviço Geológico do Brasil, a partir do Projeto Reriutaba constatou ocorrências de ouro na região em aluviões, em cascalheiras cenozóicas (depósitos eluvionares/coluvionares), em conglomerados da Formação Ipu, em anfibólitos e em rochas metavulcânicas. Segundo CPRM (1976; 1977), há a presença de ouro em forma de pequenas pepitas nos mais importantes aluviões de riachos oriundos da escarpa da Serra da Ibiapaba em Reriutaba e municípios adjacentes. Também de acordo com CPRM (1976; 1977) no território supracitado há ouro detrítico em cascalheiras cenozóicas, que são pequenas mesetas de topo plano suavemente inclinadas para leste que recobrem os altos topográficos do embasamento cristalino. Conforme (CPRM, 1977), as mineralizações auríferas nos conglomerados da Formação Ipu que ocorrem em Reriutaba e imediações são constituídas por ouro nativo associado a urânio e pirita, onde o ouro ocorre sob a forma detrítica em partículas submilimétricas. Já as ocorrências de ouro primárias de Reriutaba, em conformidade com CPRM (1980), estão hospedadas em anfibólitos e rochas metavulcânicas, porém pouca ênfase foi dada ao estudo dessas ocorrências pelo Projeto Reriutaba, permanecendo assim várias lacunas acerca dessas mineralizações auríferas primárias.

Cerca de duas décadas depois, a CPRM a partir do Programa Nacional de Prospecção de Ouro – PNPO, elaborou mapas (CPRM, 1998) com evidências de ouro em localidades dos municípios Cariré, Groaíras, Ipu e Reriutaba, as quais foram cartografadas como indícios, ocorrências e depósitos, assim como as classificaram como primárias, aluvionares e eluvionares/coluvionares, mas não há nenhuma nota explicativa associada a esses mapas, não havendo assim nenhuma informação a respeito dessas possíveis mineralizações.

Portanto, apesar desses estudos precedentes, essas mineralizações auríferas ainda carecem de informações, principalmente as primárias, quanto à sua geologia, tipologia, gênese, evolução e potencialidade econômica. Logo, o propósito desse trabalho foi estudar a ocorrência aurífera primária do município de Reriutaba com o intuito de identificar qual o tipo de mineralização, quais as rochas hospedeiras dessa mineralização, quais tipos de alterações

hidrotermais as rochas hospedeiras foram submetidas, e quais os controles estruturais envolvidos na gênese dessa mineralização.

Este trabalho está dividido em dois artigos acadêmicos produzidos a partir da pesquisa. O primeiro artigo, *Aerogeofísica e Sensoriamento Remoto Aplicados no Estudo da Mineralização de Ouro Orogênico de Reriutaba, Ceará, Brasil*, aborda processamentos e análises de imagens aerogeofísicas e de sensores remotos aplicados para identificar os controles litoestruturais envolvidos na gênese da mineralização aurífera primária de Reriutaba. O segundo artigo, *Geologia da Mineralização de Ouro Orogênico de Reriutaba, Ceará, Brasil*, apresenta a caracterização geológica da mineralização aurífera primária de Reriutaba.

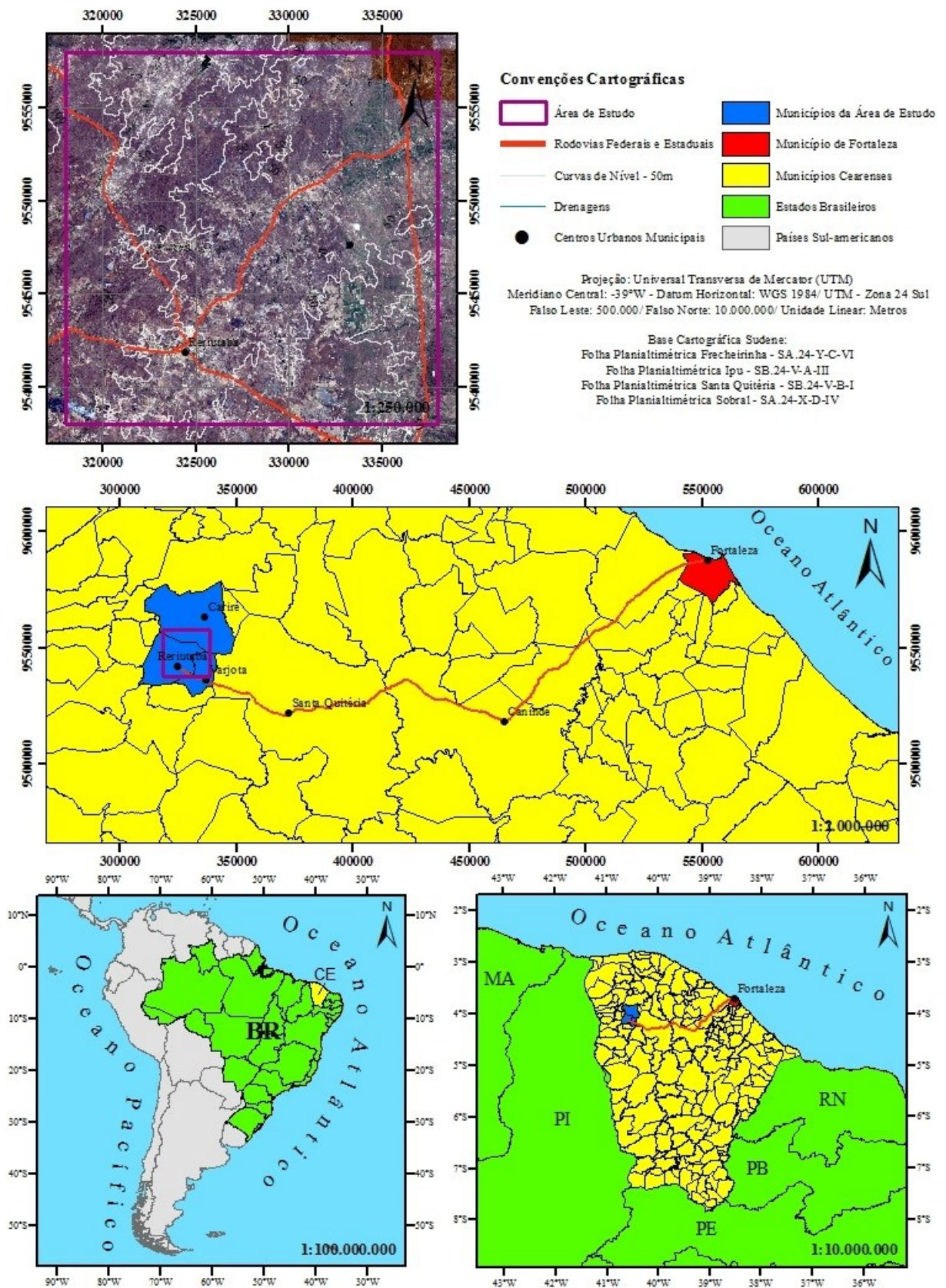
1.1 Objetivo

O objetivo desse trabalho foi estudar a ocorrência aurífera primária de Reriutaba de modo a determinar qual o tipo de mineralização, quais as rochas hospedeiras dessa mineralização, a que tipos de alterações hidrotermais as rochas hospedeiras foram submetidas, e quais os controles estruturais envolvidos na gênese dessa mineralização por meio de cartografia geológica, integrada com análise de dados aerogeofísicos e de imagens de sensores remotos, petrografia e geoquímica.

1.2 Localização e Acesso da Área de Estudo

A área estudada é limitada pelas coordenadas UTM, Datum WGS84 Zona 24 Sul, 9558000 m, 9538000 m, 318000 m e 338000 m, norte, sul, leste e oeste, respectivamente. Está na porção noroeste do estado do Ceará a 264 km de Fortaleza, inserida nos municípios de Cariré, Reriutaba e Varjota, que são limitados a norte por Sobral; a sul por Ipu e Pires Ferreira; a leste por Groaíras e Santa Quitéria; e a oeste por Graça, Guaraciaba do Norte, Mucambo e Pacujá. Partindo de Fortaleza, o acesso ao território de estudo se inicia pela rodovia BR-020 até o município de Canindé, percorrendo cerca de 118 km, em seguida desloca-se mais 104 km pela CE-257 até o município de Santa Quitéria, lá se pega a CE-329, pela qual se dirige mais cerca de 55 km até Reriutaba (Figura 1).

Figura 1 – Mapa de localização e acesso da área de estudo.



Fonte: Elaborada pelo autor.

2 AEROGEOFÍSICA E SENSORIAMENTO REMOTO APLICADOS NO ESTUDO DA MINERALIZAÇÃO DE OURO OROGÊNICO DE RERIUTABA, CEARÁ, BRASIL

2.1 Introdução

Dados aerogeofísicos, imagens de sensores remotos e *softwares* capazes de processar esses materiais e exibir seus produtos são bastante acessíveis atualmente. Isso tem promovido um aumento substancial de trabalhos geológicos que utilizam essas ferramentas com diferentes finalidades.

A aquisição, o processamento, a análise e a interpretação geológica de dados aerogeofísicos e de imagens de sensores remotos são atualmente fundamentais em estudos geológicos, sejam eles regionais e/ou prospectivos, devido à grande quantidade de informações geológicas (litoestratigráficas, estruturais, geomorfológicas, etc.) que podem ser obtidas a partir desses materiais, as quais podem auxiliar num melhor entendimento geológico da área a ser estudada.

No Domínio Ceará Central da Subprovíncia Borborema Setentrional existe uma mineralização de ouro orogênico localizada em Reriutaba – CE. Esse tipo de mineralização geralmente está próximo de estruturas tectônicas regionais (zonas de cisalhamento, falhas *strike-slip*, falhas de empurrão, etc.), que atuam como canais por onde os fluidos hidrotermais percolam na gênese dessas mineralizações. Mineralizações de ouro orogênico normalmente estão situadas nas estruturas de segunda e/ou terceira ordem da estrutura principal, pois nesses espaços há menos *stress* e mais fluxos de fluidos hidrotermais, logo são nesses locais que as alterações hidrotermais são mais intensas e conseqüentemente onde as mineralizações se formam. Alterações hidrotermais típicas associadas à gênese de depósitos de ouro orogênico frequentemente envolvem a neoformação de albita, k-feldspato, biotita, muscovita, paragonita, epidoto, clorita, sericita, carbonatos e sulfetos (GROVES *et al.*, 1998; McCUAIG & KERRICH, 1998; GOLDFARB *et al.*, 2001; GROVES *et al.*, 2003; GOLDFARB *et al.*, 2005).

Portanto, o objetivo desse trabalho foi produzir um mapeamento geológico da região dessa ocorrência, integrando imagens aerogeofísicas, imagens de sensores remotos e dados de atividades de campo, para identificar unidades litoestratigráficas, zonas com

alterações hidrotermais, estruturas tectônicas e os controles metalogenéticos da mineralização de ouro orogênico da área.

Para isso foi realizada a delimitação de unidades litoestratigráficas, assim como de zonas com alterações hidrotermais, a partir de imagens gamaespectrométricas integradas a imagens OLI (*Operational Land Imager*), e a determinação de estruturas tectônicas (zonas de cisalhamento, foliações, falhas, etc.) através de imagens magnetométricas e imagens PALSAR (*Phased Array Type L-band Synthetic Aperture Radar*).

2.2 Síntese do Contexto Geológico Regional

A área de estudo está situada no Domínio Ceará Central, que faz parte da Subprovíncia Borborema Setentrional da Província Borborema (ALMEIDA *et al.* 1977).

A região de estudo se encontra em grande parte no contexto geológico regional das Coberturas Metassedimentares do Domínio Ceará Central, tendo Granitos Brasileiros associados (*e.g.* CAVALCANTE *et al.*, 2003).

Cavalcante *et al.* (2003) classificaram essas coberturas metassedimentares como Complexo Ceará, que é dividido nas unidades Arneiroz, Canindé, Independência e Quixeramobim. De acordo com Arthaud (2007), essas unidades são formadas por xistos e gnaisses pelíticos ou semipelíticos, com contribuições menores de mármore, quartzitos, rochas calcissilicáticas e raras metagrauvacas. Intercalações de anfíbolitos são comuns, podendo haver também raros metarriolitos ou metarriodacitos. Além disso, há algumas ocorrências de retroeclogitos associados a essas sequências metavulcanossedimentares (CASTRO, 2004; GARCIA & ARTHAUD, 2004; GARCIA *et al.*, 2006; SANTOS *et al.*, 2009). Essas coberturas metassedimentares são interpretadas como uma sequência de margem continental passiva associada à abertura do Oceano Goiás-Pharusiano, que se iniciou em torno de 850 Ma, que foi intensamente deformada e metamorfizada no final do Neoproterozóico durante a Orogênese Brasileiro/*Pan-African*, há cerca de 600 Ma (ARTHAUD, 2007; ARTHAUD *et al.*, 2008). Essas rochas foram afetadas por metamorfismo de alta pressão (assembleias de almandina, cianita, mica branca e rutilo), durante os primeiros estágios do empilhamento de *nappes* e, posteriormente, na colisão propriamente dita, por metamorfismo regional de fácies anfíbolito de alta temperatura (assembleias de silimanita, biotita e plagioclásio) frequentemente acompanhado de migmatização, atingindo localmente condições

de fácies granulito (ARTHAUD *et al.*, 2015).

Os Granitos Brasileiros representam importantes eventos de plutonismo granítico que ocorreram relacionados à Orogênese Brasileiro/*Pan-African* (FERREIRA *et al.*, 1998). Arthaud (2007) classificou esses granitos como: 1) cedo-colisionais (pré-orogênicos); 2) sin-cinemáticos (sin-orogênicos); 3) tardi-tectônicos (tardi-orogênicos); 4) pós-orogênicos.

Segundo Arthaud *et al.* (2015), os granitos pré-orogênicos geralmente apresentam idades de cristalização U-Pb em zircão entre 620 e 640 Ma, contudo o mais antigo datado, granito do Arco Magmático de Santa Quitéria, possui idade de cristalização de cerca de 660 Ma (BRITO NEVES *et al.*, 2003).

Arthaud *et al.* (2015) dividiram os granitos sin-orogênicos em dois grupos: 1) granitos anatóxicos ricos em Al intrudidos durante a tectônica de empurrão com idades de cristalização de cerca de 600-620 Ma; 2) granitos da fase strike-slip com idades de cristalização U-Pb de cerca de 560-590 Ma (NOGUEIRA, 2004; SANTOS *et al.*, 2008).

De acordo com Arthaud *et al.* (2015), os granitos tardi-orogênicos tem idades de cerca de 580 Ma (FETTER, 1999; BRITO NEVES *et al.*, 2003) e os granitos pós-orogênicos tem idades cambrianas, cerca de 530 Ma (FETTER, 1999; ARCHANJO *et al.*, 2009), e ordovicianas, entre 460 e 470 Ma (TEIXEIRA, 2005; CASTRO, 2004).

2.3 Materiais e Métodos

Para a realização desse trabalho foram processados e interpretados dados aerogeofísicos, imagens multiespectrais Landsat-8/OLI e imagens ALOS/PALSAR, e foi feito o mapeamento geológico de uma área de 400 km², situada entre as cidades Varjota, Reriutaba e Cariré, para verificar e confirmar as interpretações efetuadas a partir das diversas imagens processadas.

Os dados aerogeofísicos são referentes aos Projetos Aerogeofísicos Novo Oriente e Norte Ceará que foram obtidos no site da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) (<http://www.cprm.gov.br/>), também conhecida como Serviço Geológico do Brasil. Esses projetos aerogeofísicos foram adquiridos pelo Ministério de Minas e Energia da República Federativa do Brasil através das empresas AeroGeoPhysica LatinoAmerica – AGP-LA e Prospectors Aerolevantamentos e Sistemas LTDA, em 2006 e 2009, respectivamente. Em ambos levantamentos os voos foram feitos à altura de 100 m da superfície seguindo linhas

de voo de direção N-S espaçadas em 500 m entre si.

As imagens multiespectrais Landsat-8/OLI, correspondentes à cena de órbita/ponto 218/063, foram obtidas gratuitamente no site *Earth Explorer* (<https://earthexplorer.usgs.gov/>) do Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS). As imagens ALOS/PALSAR relacionadas a área de estudo por sua vez foram adquiridas gratuitamente no site *Alaska Satellite Facility* (<https://www.asf.alaska.edu/>) do Instituto Geofísico da Universidade do Alaska *Fairbanks*.

2.3.1 Processamento dos Dados Aerogeofísicos

Todos os métodos de processamento de dados aerogeofísicos adotados neste trabalho foram baseados em Blum (1999).

Previamente a qualquer processamento, os dados aerogeofísicos foram avaliados quanto a presença de efeito pepita (ou picos), quanto à uniformidade da distribuição espacial e da densidade dos pontos de amostragem, e se havia valores negativos nos dados aerogamaespectrométricos. Os dados não apresentaram valores anômalos sem significado geológico, logo não houve a necessidade de nenhuma correção nesse sentido, assim como mostraram-se uniformes ao longo das linhas de voo e das linhas de controle, estas regularmente espaçadas e sem desvios direcionais significativos que comprometessem a qualidade dos levantamentos. Entretanto, foi necessário a eliminação de valores negativos dos dados aerogamaespectrométricos, nos canais do potássio (K), do tório (Th), do urânio (U) e da contagem total (CT).

Para gerar as malhas regulares (*grids*), os dados aerogeofísicos foram interpolados segundo os métodos curvatura mínima e *splines* bi-cúbicos, o tamanho da célula unitária utilizado foi 125 m, 1/4 do espaçamento das linhas de voo, como sugerido por Vasconcellos *et al.* (1994) e Gunn (1998). O método curvatura mínima foi aplicado nos dados aerogamaespectrométricos e o método *splines* bi-cúbicos foi empregado nos dados aeromagnetométricos.

Posteriormente, foi feito o micronivelamento dos dados aerogeofísicos com o intuito de suavizar e eliminar erros residuais do levantamento, que resultaram em anomalias alongadas de mesma direção que as linhas de voo nas imagens gamaespectrométricas e magnetométricas. O micronivelamento foi realizado como sugerido por Blum (1999) baseado

na técnica proposta por Minty (1991).

Após esses pré-processamentos foram geradas as imagens gamaespectrométricas e magnetométricas.

2.3.1.1 *Processamento dos Dados Aerogamaespectrométricos*

A partir do processamento dos dados aerogamaespectrométricos foram produzidas imagens referentes aos canais Potássio (K), Equivalente Tório (eTh), Equivalente Urânio (eU) e Contagem Total (CT), assim como de Razões entre os Canais (Th/K, U/K, U/Th e K/Th) e Imagens Ternárias em falsa cor (RGB e CMY). Além disso, foram aplicadas fórmulas para calcular o Fator F (EFIMOV, 1978 *apud* RAMOS, 2010) e o Potássio Anômalo (PIRES, 1995), gerando também subsequentemente as imagens relacionadas a essas variáveis.

As imagens relativas aos canais de cada radioelemento, bem como as relativas aos canais da CT e das razões entre os canais foram elaboradas em pseudocor, para deste modo representar a variação dos dados dessas respectivas imagens em intervalos de cores, que variam de acordo com o espectro da luz visível, do azul (que retrata os menores valores medidos) ao vermelho (que simboliza os maiores valores medidos). Posteriormente, essas imagens ainda foram sombreadas com a finalidade de dar contraste a variação dos dados e para tentar evidenciar feições estruturais. As imagens foram sombreadas com inclinação de 45° e declinação de 45°.

Já as imagens ternárias foram desenvolvidas como composições coloridas em falsa-cor nos espaços RGB (*Red, Green e Blue*) e CMY (*Cyan, Magenta e Yellow*). É padrão na confecção dessas imagens coincidir os canais do K, do Th e do U com vermelho, verde e azul, respectivamente, quando utilizado o sistema RGB, ou com ciano, magenta e amarelo, na devida ordem, quando usada a série CMY. Essas composições coloridas combinam as informações dos três canais citados anteriormente em uma única imagem, proporcionando uma melhor visualização e interpretação litoestrutural a partir da associação da distribuição dos radioelementos, sendo adequada para a delimitação de unidades litoestratigráficas.

Por fim, as imagens Fator F e Potássio Anômalo foram preparadas com o propósito de identificar áreas com enriquecimento anômalo de potássio, ou seja, zonas que provavelmente foram submetidas a alterações hidrotermais potássicas, hidrotermalismo costumeiramente associado a ocorrências/depósitos minerais.

O Fator F foi calculado baseado no método de Gnojek & Prichystal (1985), relacionando em razão simples a abundância de K para a razão Th/U e a abundância de U para a razão Th/K, como expresso na equação 2.1:

$$\text{Equação 2.1: } F = \frac{K}{Th/U} = \frac{U}{Th/K} = \frac{K \times U}{Th}$$

Já o Potássio Anômalo foi medido através do método desenvolvido por Pires (1995), a partir da correlação dos valores de K e de Th. O referente autor observou que há uma dependência da concentração de K com relação a concentração de Th e que essa relação pode ser representada por uma função linear que passa pela origem. A inclinação da reta, que é determinada pela razão entre os valores de observação de potássio (Ks) e os valores de observação de tório (Ths), define o valor ideal de potássio (Ki) a partir da concentração de Th para cada ponto de observação (Equação 2.2).

$$\text{Equação 2.2: } Ki = \left(\frac{\text{média Ks}}{\text{média Ths}} \right) \times Th$$

Conseqüentemente, desvios dos valores reais (Kd) podem ser calculados a partir dos valores ideais para cada ponto (Equação 2.3), esses desvios representam os valores anômalos de potássio, ocasionados supostamente por alterações hidrotermais potássicas.

$$\text{Equação 2.3: } Kd = \frac{(Ks - Ki)}{Ki}$$

2.3.1.2 Processamento dos Dados Aeromagnetométricos

A partir dos dados aeromagnetométricos, disponibilizados com a remoção do *International Geomagnetic Reference Field* (IGRF) já realizada, foi confeccionada a imagem Campo Magnético Anômalo (CMA), da qual a partir da aplicação de filtros foram elaboradas as imagens Amplitude do Sinal Analítico (ASA), Derivadas Horizontais (Dx e Dy), Derivada Vertical (Dz) e Amplitude do Gradiente Horizontal Total (AGHT).

A ASA (NABIGHIAN, 1972) determina os parâmetros geométricos das anomalias magnéticas, como os limites (geológicos ou estruturais) e as profundidades dos corpos magnéticos (BLUM, 1999).

As Derivadas Horizontais realçam os gradientes horizontais, tornando a identificação de lineamentos mais fácil. Já a DZ amplifica as informações dos comprimentos de ondas curtas, acentuando as bordas de corpos magnéticos rasos, facilitando a identificação

de contatos geológicos (BLUM, 1999).

A AGHT indica mudanças laterais abruptas das anomalias magnéticas, melhorando a visualização dos contatos dos corpos magnéticos e de estruturas (BLUM, 1999).

2.3.2 Processamento das Imagens Landsat-8/OLI

Para visualizar o máximo de informações geológicas possíveis a partir das imagens OLI usadas neste trabalho, e desse modo dar suporte a interpretação litoestrutural, além de analisar as diferentes bandas separadamente e diferentes composições RGB das mesmas em falsa-cor, várias técnicas de aprimoramento foram aplicadas nessas imagens multiespectrais, tais como razão de bandas, análise das principais componentes, *interactive stretching*, *decorrelation stretch* e *saturation stretch*. Todos esses processamentos adotados foram baseados em Meneses & Almeida (2012)

Com o intuito de selecionar os melhores trios de bandas para compor imagens RGB, das quais possam ser extraídas informações geológicas, foi calculado o *Optimum Index Factor* – OIF (CHAVEZ *et al.*, 1982).

Razões de Bandas foram aplicadas para realçar diferenças espectrais que são similares em determinadas bandas. Através das razões 4/2, 6/7 e 6/5 (TM e ETM+ 3/1, 5/7 e 5/4, respectivamente) pode-se conseguir destacar áreas enriquecidas em óxidos de ferro, argilominerais, filossilicatos, carbonatos e minerais ferromagnesianos (*e.g.* Sabins, 1999; van der Meer *et al.*, 2012), permitindo possivelmente a diferenciação de unidades litoestratigráficas e zonas de alterações hidrotermais. Essa técnica é bastante útil pois elimina o efeito do sombreamento da topografia e possibilita englobar em uma composição RGB as informações de várias bandas.

Análise das Principais Componentes foi utilizada para remover a correlação das bandas, produzindo um novo conjunto sem redundância de informação. As três ou quatro primeiras componentes contém cerca de 90% (albedo) de toda a informação contida na cena. A PC1 compreende a informação que é comum a todas as bandas, ou seja, concentra a maior parte do albedo e aspectos de luz e sombra, sendo bastante útil para a interpretação estrutural. Na PC2 consta a feição espectral mais significativa, sucessivamente as outras PCs possuem menos propriedade espectral, de forma que a última apresenta menor qualidade espectral e muito ruído.

A partir do *interactive stretching* ampliações de contraste foram empregadas através da aplicação de funções (linear, equalização, gaussiana, etc.). Estas ampliações de contraste amplificam o espalhamento de intervalos de níveis de cinza dentro do intervalo possível de *digital numbers* (DNs), facilitando assim a discriminação de alvos.

Decorrelation stretch foi efetuado para realçar a distribuição das cores das composições coloridas, através da eliminação da correlação das bandas que as compõem, produzindo imagens semelhantes às originais, porém com intervalos de cores maiores, logo com contraste ampliado. E *saturation stretch* foi realizado para produzir uma ampliação de contraste do tipo gaussiana nas composições RGB.

2.3.3 Processamento das Imagens ALOS/PALSAR

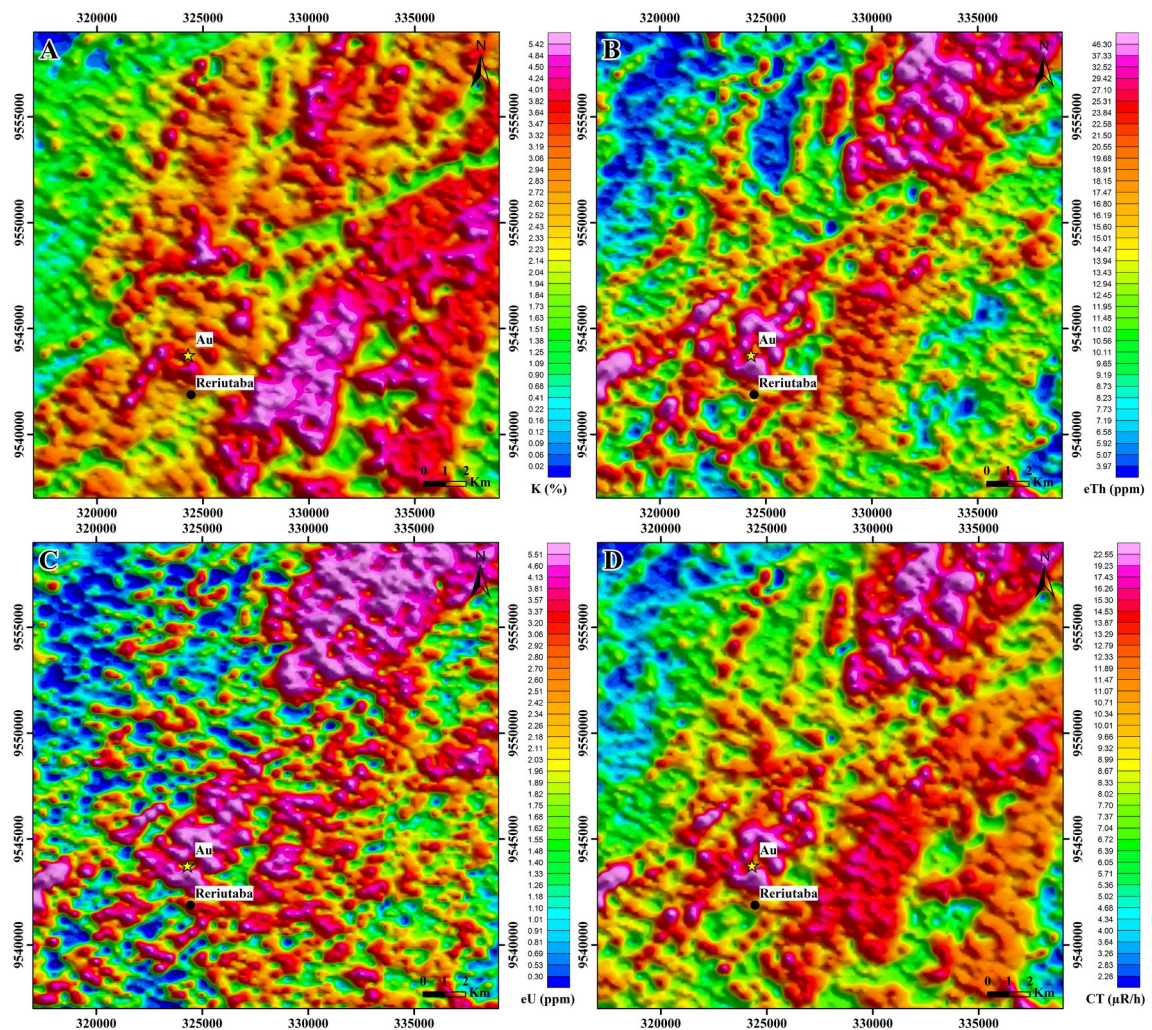
Shaded Reliefs foram feitos a partir de imagem ALOS/PALSAR, utilizando iluminação artificial com inclinação de 45° nas direções Norte (0°), Nordeste (45°), Leste (90°), Sudeste (135°), Sul (180°), Sudoeste (225°), Oeste (270°) e Noroeste (315°). Essas imagens foram essenciais para determinar as formas de relevo, os contatos das unidades litoestratigráficas e, principalmente, os elementos estruturais da área de estudo.

2.4 Resultados

2.4.1 Interpretação das Imagens Gamaespectrométricas

As imagens gamaespectrométricas representam a concentração e a distribuição dos isótopos radioativos de K, Th e U das rochas (Figura 2). Os diferentes tipos litológicos têm concentrações características desses isótopos radioativos, essas diferenças radiométricas entre dois ou mais litotipos possibilitam a individualização dos mesmos por meio da interpretação das imagens gamaespectrométricas, por isso essa aplicação é tão importante para mapeamentos geológicos e projetos prospectivos.

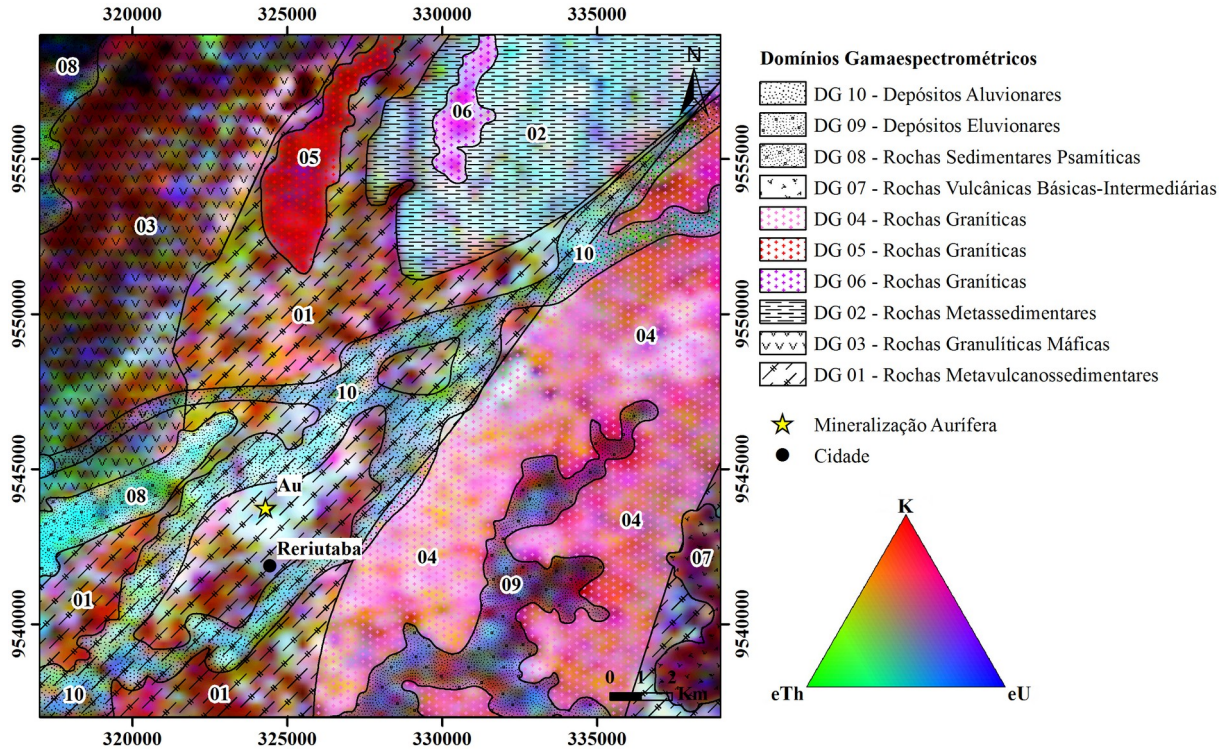
Figura 2 – Imagens gamaespectrométricas dos canais do K (A), eTh (B), eU (C) e CT (D) da área de estudo.



Fonte: Elaborada pelo autor.

Com base nas imagens referentes aos canais do K, do eTh e do eU (Figura 2 A, B e C); nas composições coloridas em falsa-cor (RGB e CMY) (Figura 3) produzidas a partir das mesmas, nas imagens relativas as razões dos canais dos radioelementos e na imagem do canal CT (Figura 2 D) foram interpretados dez domínios gamaespectrométricos distintos (Figura 3), que correspondem as diversas unidades litoestratigráficas da área de estudo, delimitados em função da variação da concentração e da distribuição dos elementos radioativos.

Figura 3 – Imagem gamaespectrométrica ternária RGB (K, eTh e eU) mostrando os domínios gamaespectrométricos interpretados.



Fonte: Elaborada pelo autor.

O Domínio Gamaespectrométrico 01 é representado por assinaturas gamaespectrométricas contrastantes. Na imagem CT observa-se assinaturas gamaespectrométricas médias a altas, o que retrata variação química-mineralógica. Esse domínio é constituído predominantemente por migmatitos paraderivados (há subordinadamente poucas lentes de anfibolito, rochas calcissilicáticas e xistos). Os baixos valores radiométricos correspondem a melanossomas (e em menor proporção a anfibolitos), porções empobrecidas em radioelementos (incompatíveis) devido à fusão parcial. As áreas de altos valores radiométricos coincidem com leucossomas que tem altas concentrações de radioelementos. A mineralização de ouro orogênico está localizada nesse domínio gamaespectrométrico, hospedada em migmatitos, anfibolitos, rochas calcissilicáticas e xistos.

O Domínio Gamaespectrométrico 02 é caracterizado por altos valores de K, Th e U, e possui a maior radioatividade da área de estudo. Esse domínio é composto por rochas metassedimentares pelíticas (ricas em granada, silimanita e cianita), sendo representado pela cor azul esbranquiçada na imagem RGB.

Os Domínios Gamaespectrométricos 04, 05 e 06 retratam os granitos da área de

estudo e são caracterizados por elevadas concentrações de K e baixas a médias de Th e U, mostrando-se rosa, vermelho e violeta na imagem RGB, respectivamente.

Os menores valores radiométricos observados nas imagens se encontram no NW e no extremo SE da área de estudo, tratam-se dos Domínios Gamaespectrométricos 03 e 07, que correspondem, respectivamente. Esses domínios são compostos por rochas granulíticas máficas e rochas vulcânicas básicas-intermediárias, na devida ordem, logo empobrecidas em elementos incompatíveis, por isso apresentam baixíssimas intensidades radiométricas.

Os Domínios Gamaespectrométricos 08 e 10, representam rochas sedimentares psamíticas e depósitos aluvionares, respectivamente, e estão bem marcados nas imagens ternárias mostrando cores que variam entre verde-claro e ciano, devido ao enriquecimento em Th e/ou U, e empobrecimento em K. Essas coberturas sedimentares são “enriquecidas” em Th e/ou U, e empobrecidas em K devido aos processos de sedimentação (intemperismo, erosão, transporte e deposição), quando o K é quase lixiviado totalmente enquanto que os conteúdos de Th e U ficam preservados nos sedimentos.

Na porção sudeste, verificam-se altos conteúdos de U, Domínio Gamaespectrométrico 09, os quais representam um depósito eluvionar. Esse depósito está associado a alteração, intemperismo e erosão de rochas graníticas, sendo visualizado na imagem RGB como uma mancha azul sobre o domínio gamaespectrométrico 04.

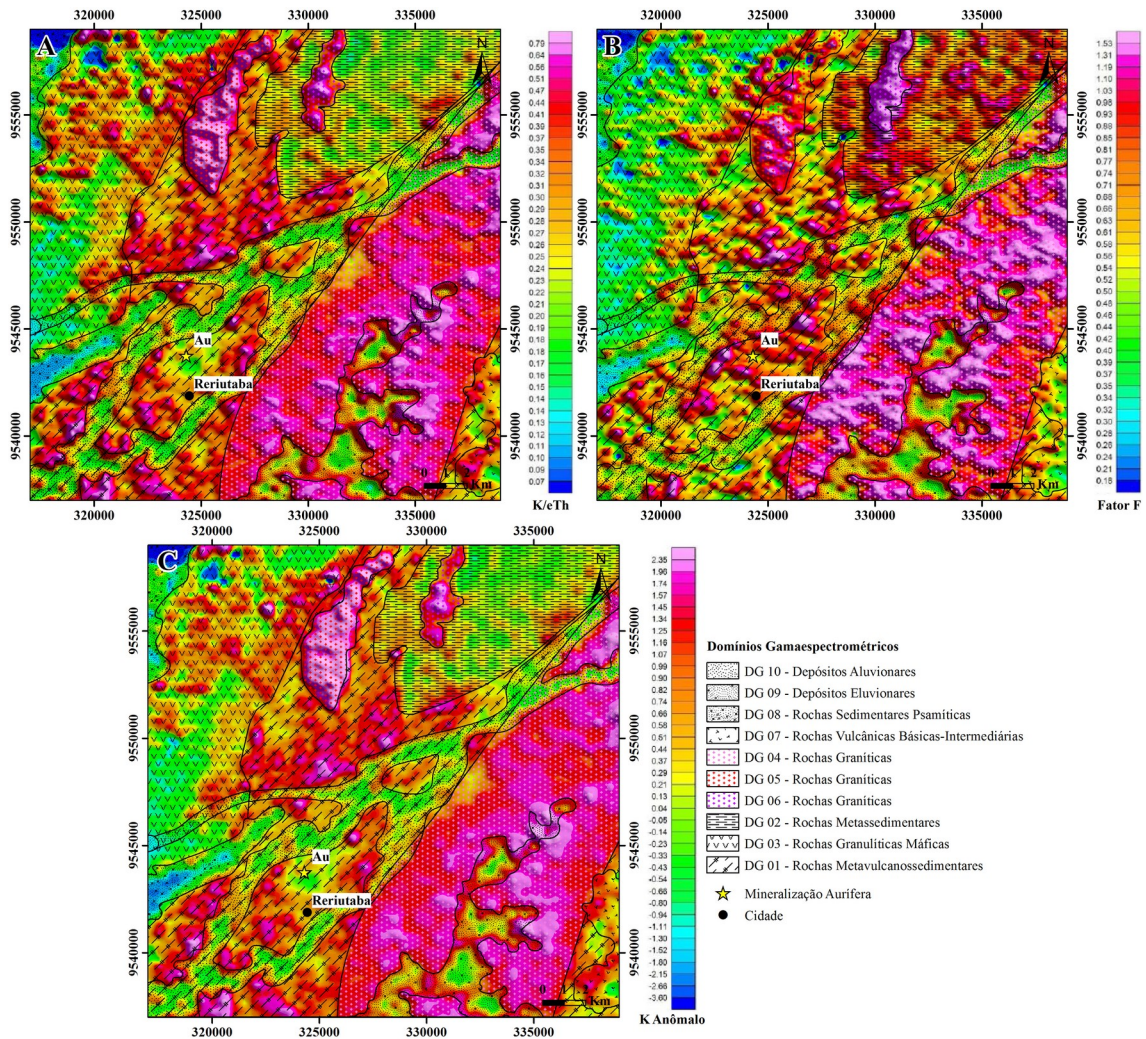
2.4.1.1 Interpretação de Alterações Hidrotermais Potássicas

Com base nas imagens da razão do canal do K pelo do eTh (K/eTh), do Fator F e do K Anômalo (Figura 4) foram interpretadas regiões com concentrações anômalas de K que podem corresponder a zonas com alterações hidrotermais, especialmente potassificação, na área de estudo. Essas regiões com enriquecimento anômalo em K foram identificadas observando as maiores anomalias gamaespectrométricas das imagens.

Nas imagens K/Th e K Anômalo as maiores anomalias gamaespectrométricas estão relacionadas com os domínios gamaespectrométricos das rochas graníticas, das rochas metavulcanossedimentares e das rochas granulíticas máficas. Na imagem Fator F as maiores anomalias gamaespectrométricas também estão relacionadas com esses domínios, assim como com o das rochas metassedimentares. A mineralização de ouro orogênico está correlacionada com valores médios nas imagens K/eTh e K Anômalo e com valores médios a altos na

imagem Fator F. Isso se deve porque potassificação, apesar de estar associada a mineralização, não é uma alteração hidrotermal abundante e pervasiva na zona mineralizada.

Figura 4 – Imagens gamaespectrométricas K/eTh (A), Fator F (B) e K Anômalo (C) da área de estudo.

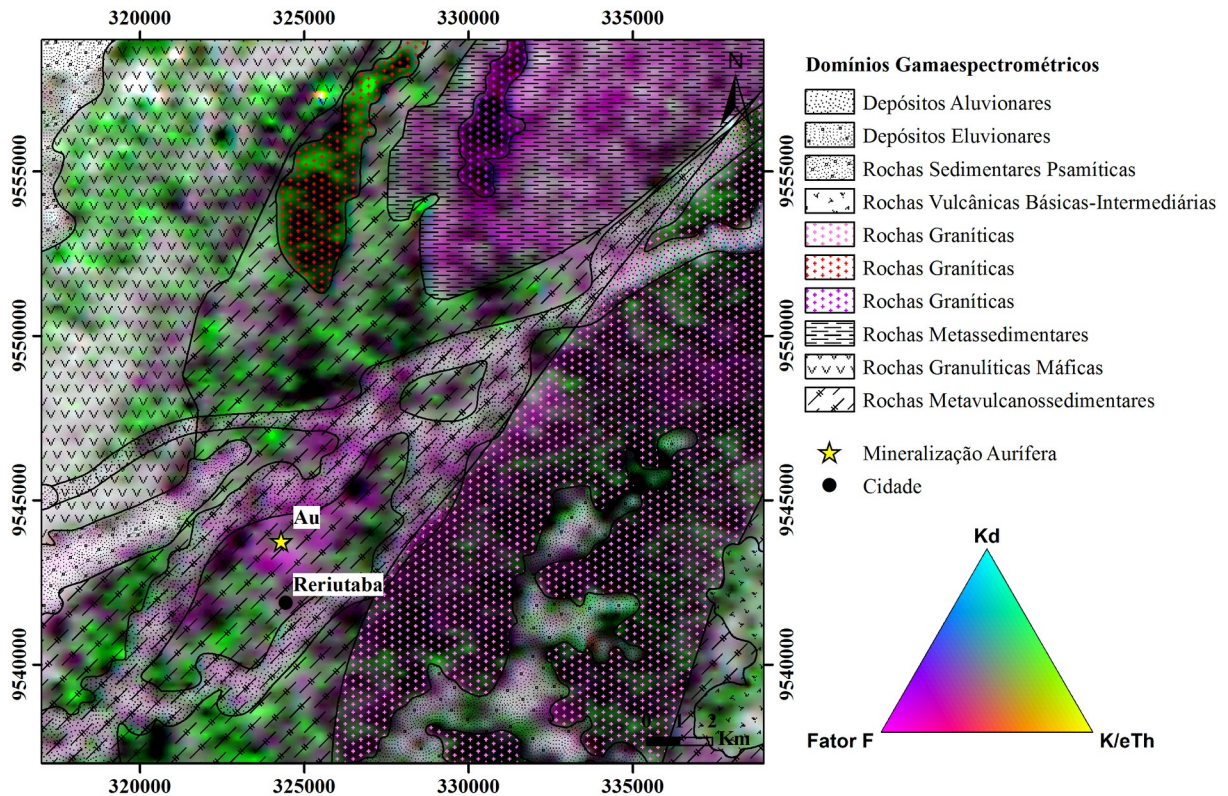


Fonte: Elaborada pelo autor.

A integração das três imagens em imagens RGB e CMY destacou ainda mais as áreas com concentrações anômalas de K. Na imagem CMY (Figura 5) as regiões mais escuras (regiões mais claras na imagem RGB) indicam que altos valores das três variáveis (K/eTh, Fator F e K Anômalo) estão presentes na imagem, representando áreas com concentrações anômalas de K possivelmente provenientes de alterações hidrotermais. Essas regiões mais escuras estão relacionadas com os domínios das rochas graníticas, das rochas granulíticas máficas e das rochas metavulcanossedimentares. A mineralização de ouro orogênico não está correlacionada diretamente com nenhuma dessas zonas, indicando mais uma vez que

potassificação, apesar de estar associada a mineralização, não é uma alteração hidrotermal abundante e pervasiva na zona mineralizada.

Figura 5 – Imagem ternária CMY (Kd, Fator F e K/eTh). Áreas mais escuras indicam onde altos valores das três variáveis estão presentes, representando áreas com concentrações anômalas de K.

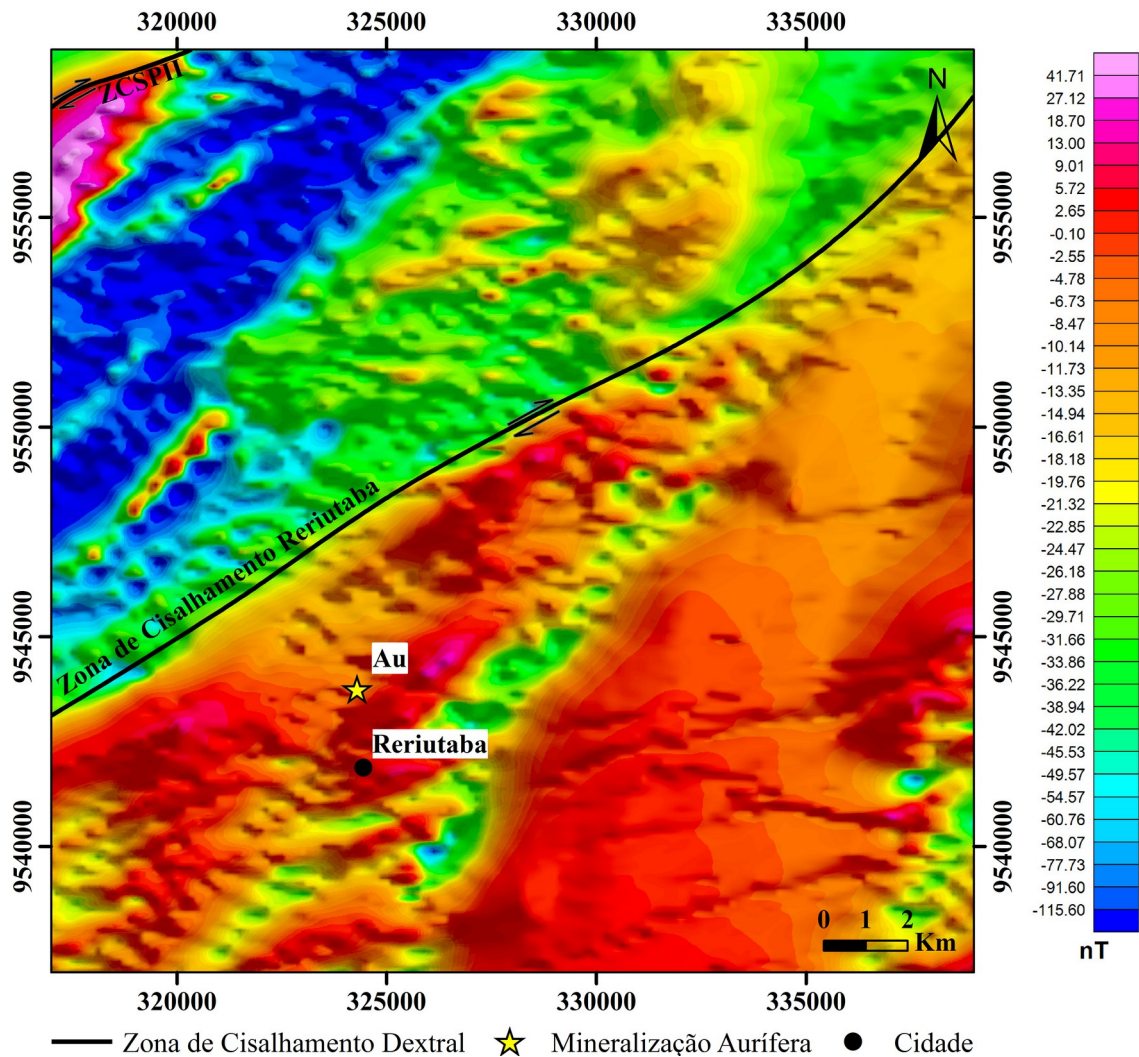


Fonte: Elaborada pelo autor.

2.4.2 Interpretação das Imagens Magnetométricas

As imagens magnetométricas representam o campo magnético da superfície e da subsuperfície terrestre (Figura 6) que resulta da concentração de minerais magnéticos nas rochas da crosta. A interpretação dessas imagens permitiu a delimitação de domínios magnetométricos, a identificação de anomalias magnéticas e o traçado de lineamentos magnéticos.

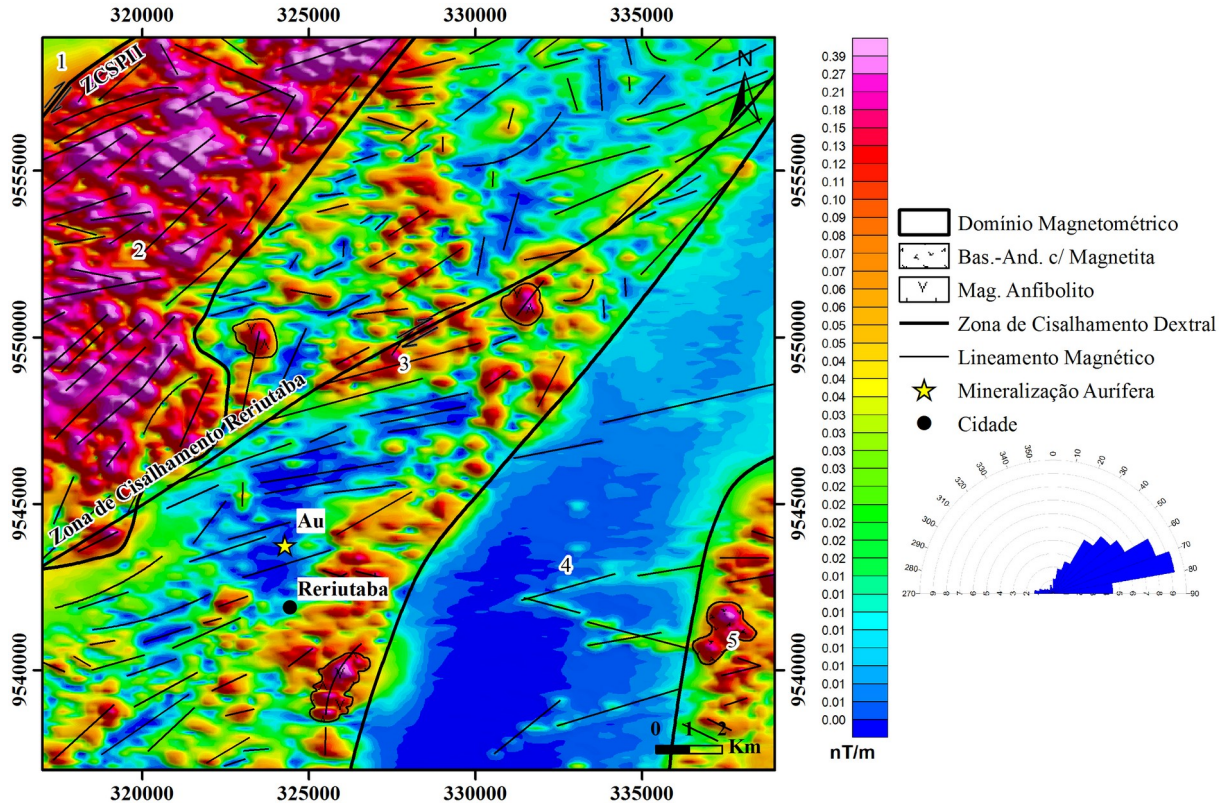
Figura 6 – Imagem magnetométrica CMA da área de estudo.



Fonte: Elaborada pelo autor.

Combinando as informações interpretadas das imagens foram individualizados cinco domínios magnetométricos (Figura 7). Esses domínios foram especificados de acordo com os tipos de anomalias magnéticas, conforme a amplitude magnética e o comprimento de onda, que ocorrem na área de estudo e como essas anomalias estão arranjadas espacialmente, também levando em consideração os diferentes padrões estruturais que há na área.

Figura 7 – Imagem magnetométrica ASA da área de estudo mostrando os domínios magnetométricos e os lineamentos magnéticos interpretados.



Fonte: Elaborada pelo autor.

O Domínio Magnetométrico 1, no extremo noroeste da área, apresenta médias amplitudes magnéticas (0,03-0,07 nT/m). Esse domínio geograficamente corresponde a rochas sedimentares psamíticas, porém coberturas sedimentares são relativamente transparentes magneticamente, por isso essas amplitudes magnéticas médias observadas devem estar associadas às rochas cristalinas que constituem o embasamento dessas rochas sedimentares.

O Domínio Magnetométrico 2 apresenta as mais altas amplitudes magnéticas (> 0,39 nT/m) ocorrendo no noroeste da área de estudo. Tem como direção preferencial 40° Az e mostra lineamentos magnéticos de direções que variam entre 20-50° Az. Esse domínio corresponde a rochas granulíticas máficas.

O Domínio Magnetométrico 3 demonstra amplitudes magnéticas que variam de baixas a altas, decorrentes de uma variação litológica relativamente ampla. As altas amplitudes magnéticas (0,15-0,2 nT/m) representam pequenos corpos (lentes) de direção NE de melanossomas de migmatitos e anfibolitos. Já as amplitudes baixas a médias (< 0,04 nT/m)

retratam rochas metassedimentares de alto grau metamórfico, como migmatitos, rochas calcissilicáticas e xistos, e rochas graníticas. Esse domínio tem relevo magnético acidentado (pequenas mudanças abruptas e lineares de amplitude magnética), o que evidencia muitos lineamentos magnéticos de direção NE que variam, principalmente, entre 60-80° Az. A mineralização de ouro orogênico está localizada nas áreas de mais baixas amplitudes magnéticas desse domínio, ressaltando que não há minerais magnéticos associados a mineralização.

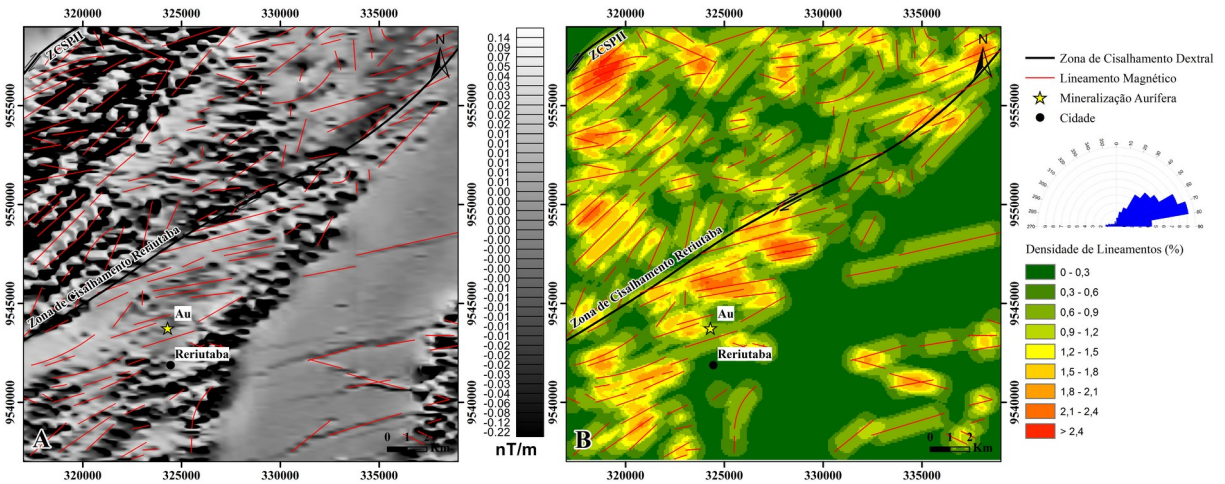
As mais baixas amplitudes magnéticas ($< 0,01$ nT/m) localizam-se no sudeste da área e foram individualizadas como Domínio Magnetométrico 4. Esse domínio exhibe relevo magnético suave (pouquíssima variação de amplitude magnética), está disposto preferencialmente na direção 35° Az e expõe poucos lineamentos magnéticos de direções 70-80° Az e 280-285° Az. Esse domínio equivale a rochas graníticas.

O Domínio Magnetométrico 5, no extremo sudeste da área, apresenta médias a altas amplitudes magnéticas (0,05-0,15 nT/m). As mais altas amplitudes magnéticas desse domínio ocorrem como pequenos corpos arredondados, sem orientação preferencial, e representam rochas vulcânicas básicas-intermediárias. Já as amplitudes magnéticas moderadas estão relacionadas a rochas metavulcanossedimentares de alto grau metamórfico, essencialmente migmatitos.

2.4.2.1 Interpretação de Lineamentos Magnetométricos

Os lineamentos magnetométricos foram identificados observando feições lineares e estreitas em amplitudes magnéticas altas e baixas, mudanças abruptas e lineares de amplitude magnética e deslocamentos entre duas unidades magnéticas semelhantes.

Figura 8 – Lineamentos magnetométricos interpretados a partir da imagem magnetométrica DZ (A). A imagem (B) mostra a densidade dos lineamentos magnetométricos interpretados por área em porcentagem (%).



Fonte: Elaborada pelo autor.

Os lineamentos magnetométricos interpretados (Figura 8) apresentam majoritariamente direção NE-SW e estão relacionados a três fases de deformação distintas. Os lineamentos identificados com direções $05-50^\circ$ Az e $60-80^\circ$ Az correspondem a foliações desenvolvidas junto às zonas de cisalhamento que estão ligadas, respectivamente, a primeira e a segunda fase de deformação regional, associadas a estágios distintos da Orogênese Brasileiro/*Pan-African*, último evento orogênico atuante na área de estudo. Os lineamentos de direção $05-50^\circ$ Az foram desenvolvidos com a Zona de Cisalhamento Sobral – Pedro II (Lineamento Transbrasiliano), localizado no extremo noroeste da região de estudo. Enquanto que os lineamentos de direção $60-80^\circ$ Az foram gerados junto a Zona de Cisalhamento Reriutaba, localizada no centro da área.

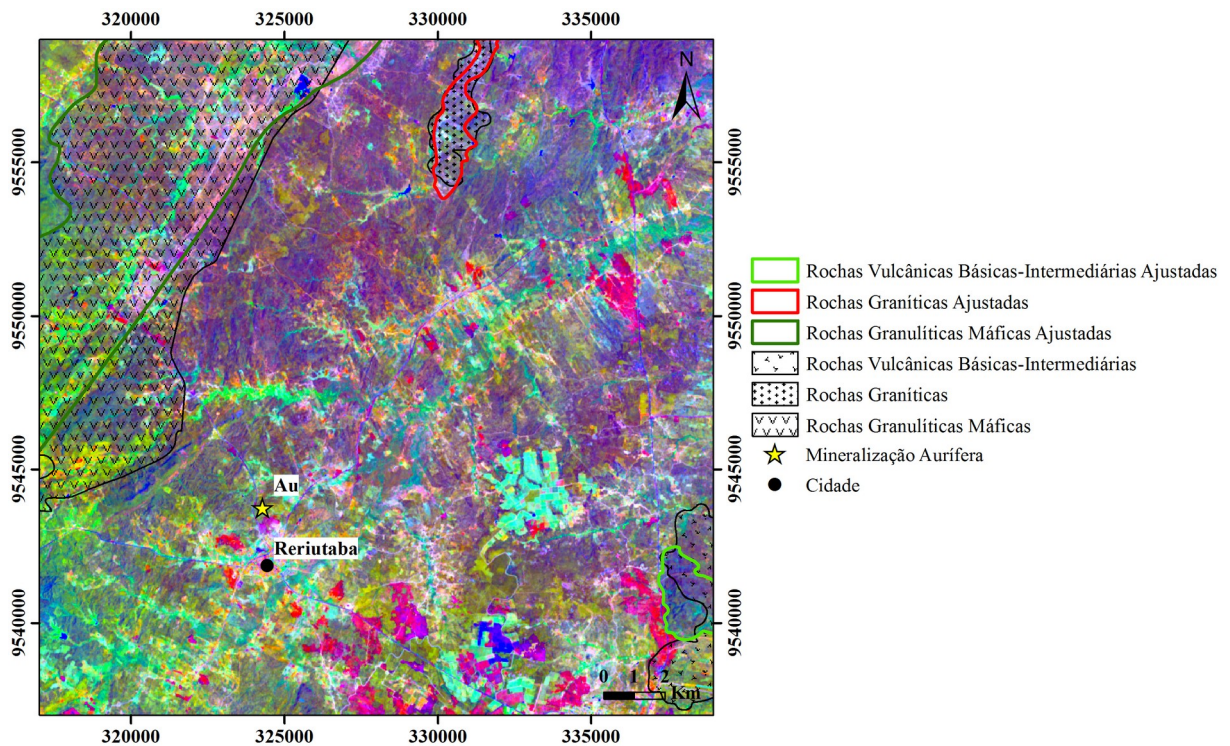
A terceira fase de deformação formou os lineamentos de direções $70-80^\circ$ Az e $280-285^\circ$ Az na parte sudeste da área de estudo, que representam falhamentos nas rochas graníticas do Domínio Magnetométrico 4, compondo uma espécie de par cisalhante.

2.4.3 Interpretação das Imagens Landsat-8/OLI

Na área de estudo, a exposição de afloramentos é de certa forma limitada (principalmente na porção sul), pois há zonas urbanas, amplos territórios agrícolas, áreas extensas de colúvios, regolitos e densa vegetação. Esses fatores limitaram as respostas espectrais das rochas e das unidades litoestratigráficas, assim como a manifestação de

contatos e estruturas nas imagens produzidas pelas várias técnicas de aprimoramento testadas. Simplificando o uso dessa ferramenta a apenas composições RGB de tripletes de bandas de maior OIF. Contudo, ainda sim foi possível observar importantes feições geológicas que melhoraram a interpretação litoestratigráfica da área de estudo.

Figura 9 – Imagem *Landsat-8/OLI* RGB 752 da área de estudo com as delimitações ajustadas das rochas granulíticas máficas, das rochas graníticas e das rochas vulcânicas básicas-intermediárias.



Fonte: Elaborado pelo autor.

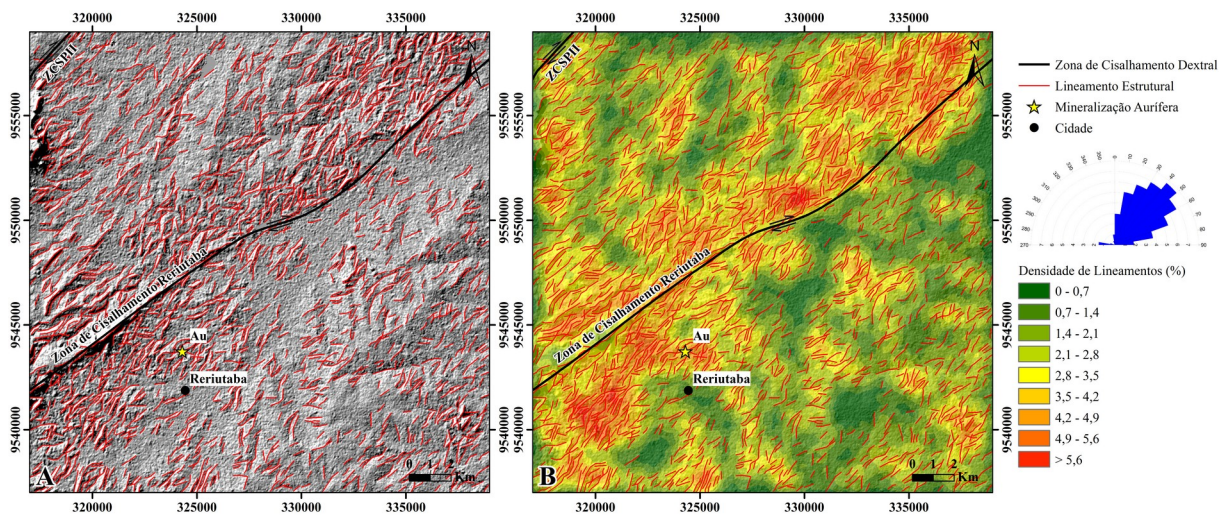
O OIF calculado mostrou que a combinação de bandas OLI 752 (Figura 9) tem o maior índice OIF de todos os tripletes de bandas possíveis na área de estudo, logo esta composição de bandas é a que contém mais informações geológicas e que melhor demonstra as diferenças espectrais entre as unidades litoestratigráficas. Com isso, a partir dessa composição foi possível delimitar com maior precisão as rochas granulíticas máficas (rosa claro), rochas graníticas (azul-claro) e as rochas vulcânicas básicas-intermediárias (azul).

Além disso foi identificado que os depósitos aluvionares mostram-se como linhas ramificadas verdes, enquanto que as rochas sedimentares psamíticas são as superfícies verdes escuras rugosas no oeste da área de estudo. Uma parte das rochas metavulcanossedimentares aparecem roxo (norte) e as rochas metassedimentares exibem cor azul escura (nordeste).

2.4.4 Interpretação das Imagem ALOS/PALSAR

A técnica de extração automática de lineamentos (ALE) foi aplicada nos *shaded reliefs* de iluminação artificial nas direções sudeste (135°) e noroeste (315°) (Figura 10 A) provenientes da imagem ALOS/PALSAR para determinar os lineamentos estruturais da área de estudo. Considerando a alta resolução espacial da imagem ALOS/PALSAR, os padrões de lineamentos obtidos refinaram os resultados interpretados a partir das imagens magnetométricas, sendo posteriormente comprovados em campo.

Figura 10 – Lineamentos estruturais interpretados a partir de *shaded relief* de iluminação artificial na direção noroeste (315°) da imagem ALOS/PALSAR (A). A imagem (B) mostra a densidade dos lineamentos estruturais interpretados por área em porcentagem (%).



Fonte: Elaborada pelo autor.

A análise estatística dos lineamentos obtidos mostra que a direção NE-SW é o *trend* dominante, constituindo ~86% das frequências totais. Outros dois *trends* nas direções NNE-SSW e E-W representam ~8% e ~6%, respectivamente, das frequências totais.

Nitidamente, os lineamentos mais destacados nas imagens são as foliações NE-SW das rochas metavulcanossedimentares da Unidade Canindé e metassedimentares pelíticas da Unidade Independência, que se mostram como notáveis cristas alongadas com mudanças abruptas de níveis de cinza nas bordas estabelecendo uma topografia bastante acidentada em quase todo embasamento metamórfico da área de estudo. Uma posterior fase de deformação dúctil-rúptil também deformou essas rochas supracrustais, formando uma zona de

cisalhamento NE-SW com estruturas secundárias (falhas e fraturas) NNE-SSW e E-W associadas. A razoável concentração de lineamentos no sudeste da área demonstra que o Granito Varjota foi afetado por deformação rúptil. Destaca-se também que a mineralização de ouro orogênico está localizada em uma das áreas de maior densidade de lineamentos estruturais (Figura 10 B), evidenciando que a zona mineralizada foi bastante afetada por deformação rúptil.

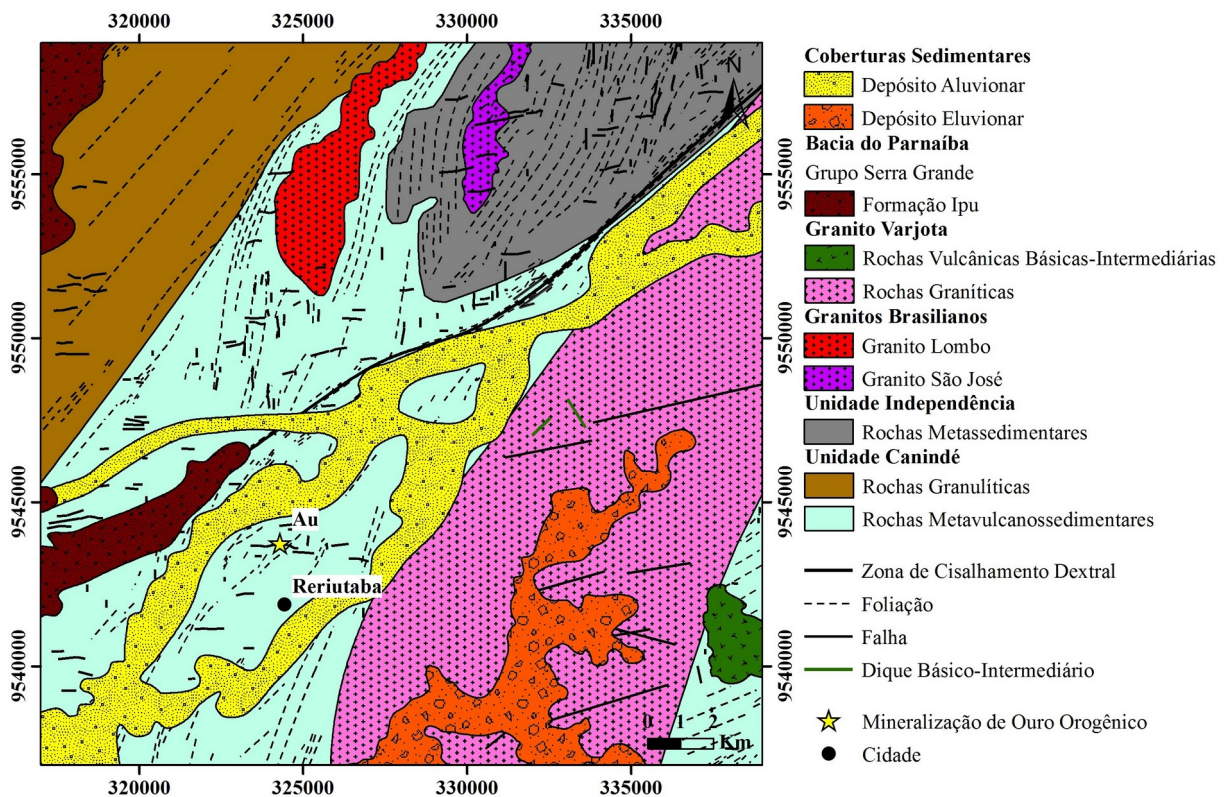
2.5 Contexto Geológico Local

Baseado nas interpretações litoestruturais realizadas a partir das diversas imagens processadas e nos dados coletados em campo foram identificadas unidades litoestratigráficas, estruturas tectônicas, zonas com alterações hidrotermais e os controles metalogenéticos da mineralização de ouro orogênico da área de estudo.

2.5.1 Unidades Litoestratigráficas

Sete unidades litoestratigráficas foram identificadas na área de estudo: 1) Unidade Canindé do Grupo Ceará; 2) Unidade Independência do Grupo Ceará; 3) Granitos Brasileiros (Granitos São José e Lombo); 4) Granito Pós-Orogênico com Vulcanismo Básico Intermediário associado (Granito Varjota); 5) Formação Ipu do Grupo Serra Grande da Bacia do Parnaíba; 6) Depósito Eluvionar; 7) Depósitos Aluvionares. Essas unidades foram organizadas cronoestratigraficamente com base em observações de campo (contatos, texturas, estruturas, grau metamórfico, etc.) e trabalhos regionais anteriores como de Cavalcante *et al.* (2003).

Figura 11 – Mapa geológico simplificado da área de estudo.



Fonte: Elaborado pelo autor.

2.5.1.1 Unidade Canindé

As rochas neoproterozóicas da Unidade Canindé afloram em várias partes da área de estudo e podem ser divididas em duas associações litológicas distintas, uma sequência metavulcanossedimentar e uma faixa granulítica.

2.5.1.1.1 Sequência Metavulcanossedimentar

As rochas da sequência metavulcanossedimentar foram afetadas por metamorfismo regional de fácies anfíbolito de médio a alto grau e estão frequentemente migmatizadas, sendo caracterizadas por migmatitos (metatexitos e diatexitos), anfíbolitos, rochas calcissilicáticas e xistos. Apresentam foliação regional de *trend* NNE/SSW, variando de 0 a 20° Az aproximadamente, com mergulhos de alto ângulo (acima de 45°), entretanto próximo à Zona de Cisalhamento Reriutaba, mostram *trend* NE/SW, aproximadamente 50° Az, e os mergulhos são sub-verticais a verticais.

Os metatexitos (Figura 12 A e B) são cinzas, compostos por quartzo, k-feldspato, plagioclásio e biotita, podendo conter anfibólio, granada (comumente como porfiroblasto) e silimanita. Apresentam granulação grossa, textura inequigranular, bandamento metamórfico (geralmente anastomosado), alternando bandas leucocráticas (qz+kf+pl) com bandas mesocráticas (qz+kf+pl+bt) e melanocráticas (biotita), e estruturas como: estromática, *schlieren*, flebítica e dobrada. Os diatexitos (Figura 12 C), em virtude do maior percentual de fusão parcial, tem bandas mesocráticas e melanocráticas restritas e suas texturas e estruturas metamórficas estão bastante obliteradas, por isso mostram-se mais leucocráticos e isotrópicos.

Os anfíbolitos (Figura 12 D) compõem lentes concordantes com a foliação regional, intercaladas nos metassedimentos pelíticos e quase sempre associadas com lentes de rochas calcissilicáticas. São rochas melanocráticas a ultramelanocráticas, de cor preta, compostas por anfibólio, plagioclásio e quartzo, podendo conter granada (ocasionalmente como porfiroblasto). Apresentam granulação média a grossa e textura inequigranular. Prevalencem os corpos maciços, embora também ocorram variações bandadas, marcadas pela alternância de bandas melanocráticas (amp±gr±pl±qz) e estreitas bandas leucocráticas (pl+qz).

As rochas calcissilicáticas compõem lentes concordantes com a foliação regional, intercaladas nos metassedimentos pelíticos e quase sempre associadas com lentes de anfíbolitos. São rochas mesocráticas a melanocráticas, de cores verdes escuras a cinzas, compostas por clinopiroxênio, plagioclásio, anfibólio e quartzo, podendo conter granada (ocasionalmente como porfiroblasto). Apresentam granulação fina a média e textura inequigranular. Prevalencem os corpos maciços, embora também ocorram variações bandadas, marcadas pela alternância de bandas melanocráticas (cpx+amp±gr±pl±qz) e estreitas bandas leucocráticas (pl+qz).

Os xistos são leucocráticos a mesocráticos (dependendo da proporção muscovita-biotita), de cor cinza, compostos por muscovita, biotita, quartzo, k-feldspato, podendo conter silimanita e fibrolita, variando entre biotita-muscovita xisto, muscovita-biotita xisto, silimanita-biotita-muscovita xisto e silimanita-muscovita-biotita xisto. Apresentam granulação fina a média, textura equigranular e xistosidade característica.

Figura 12 – Afloramentos de rochas da Sequência Metavulcanossedimentar da Unidade Canindé. (A) Metatexito com bandamento metamórfico anastomosado. (B) Metatexito próximo a Zona de Cisalhamento Reriutaba com indicador cinemático dextral. (C) Bloco de diatexito com algumas faixas melanocráticas reliquiárias preservadas. (D) Matacões de anfibolitos cisalhados e parcialmente fundidos.



Fonte: Elaborada pelo autor.

2.5.1.1.2 Faixa Granulítica

A faixa granulítica é caracterizada na área de estudo por granulitos máficos. Vários autores que estudaram especificamente essa faixa granulítica também descreveram granulitos félsicos (enderbitos) associados (e.g. NOGUEIRA NETO *et al.*, 1997a; NOGUEIRA NETO, 2000; AMARAL *et al.*, 2012). Apresenta foliação regional de *trend* NE/SW, aproximadamente 20° Az, com mergulhos sub-verticais (entre 70-80°).

Os granulitos máficos (Figura 13) pretos a cinzas, compostos por anfibólio, clinopiroxênio, plagioclásio e quartzo, podendo conter granada e rutilo. Apresentam granulação fina a média e textura inequigranular.

Figura 13 – Matação de aproximadamente 1 m de granulito máfico bandado.



Fonte: Elaborada pelo autor.

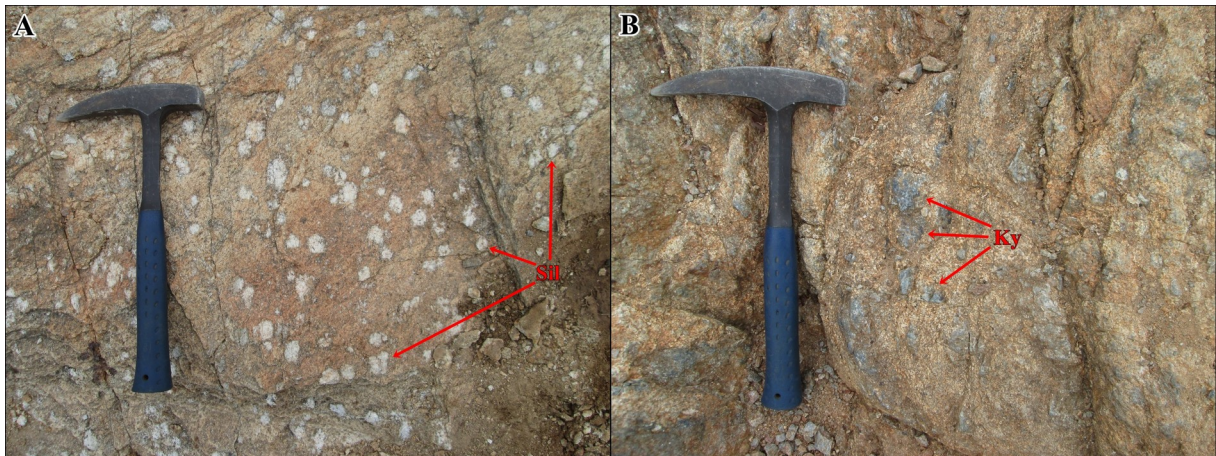
2.5.1.2 Unidade Independência

As rochas neoproterozóicas da Unidade Independência estão expostas no nordeste da área de estudo. São rochas metassedimentares pelíticas que foram afetadas por metamorfismo regional de fácies anfíbolito, atingindo localmente condições de migmatização, sendo caracterizadas por migmatitos, gnaisses e xistos. Assim como as rochas metavulcanossedimentares da Unidade Canindé, todas estão orientadas concordantes com a foliação regional de *trend* NNE/SSW, variando de 0 a 20° aproximadamente, com mergulhos de alto ângulo (acima de 45°).

Os migmatitos e os xistos da Unidade Independência são semelhantes aos da Unidade Canindé, entretanto os migmatitos da Unidade Independência não contém anfíbólio no mesossoma e/ou no melanossoma, o que deve refletir protólitos diferentes, e diatexitos são abundantes.

Os gnaisses são rochas de cores cinzas, compostas por quartzo, k-feldspato, plagioclásio e biotita, podendo conter granada, silimanita (Figura 14 A), fibrolita e cianita (Figura 14 B), variando entre granada gnaisse, silimanita-granada gnaisse e cianita-silimanita gnaisse. Apresentam granulação grossa, textura inequigranular, comumente os aluminossilicatos ocorrem como porfiroblastos, e bandamento metamórfico, alternando bandas leucocráticas (qz+kf+pl) e melanocráticas (majoritariamente biotita).

Figura 14 – Afloramentos de rochas da Unidade Independência. (A) Lajedo de cianita-silimanita gnaisse com porfiroblastos de silimanita. (C) Lajedo de cianita-silimanita gnaisse com porfiroblastos de cianita. Ky: cianita; Sil: silimanita.



Fonte: Elaborada pelo autor.

2.5.1.3 Granitos Brasileiros

Dois *stocks* graníticos, Granito Lombo (tardi-orogênico) e Granito São José (sin-orogênico), ocorrem no norte da área de estudo, intrudidos nas unidades Canindé e Independência, respectivamente. São rochas leucocráticas a hololeucocráticas, de cores cinzas, brancas ou róseas, compostas por quartzo, k-feldspato, plagioclásio e biotita, podendo conter anfibólio, variando de monzogranitos a álcalis-feldspato granitos. Apresentam granulação média a grossa e textura inequigranular. Foram parcialmente deformados, sobretudo nas bordas, podendo ocorrer variações bandadas (Figura 15), marcadas pela alternância de bandas leucocráticas (qz+kf+pl) e estreitas bandas melanocráticas (majoritariamente biotita). Localmente o Granito Lombo pode conter xenólitos de escala decimétrica a métrica de migmatitos e anfibolitos provenientes da Sequência

Metavulcanossedimentar da Unidade Canindé.

Figura 15 – Matação de ortogneisse de composição monzogranítica da borda deformada do Granito Lombo.



Fonte: Elaborada pelo autor.

2.5.1.4 Granito Varjota

Trata-se de um batólito granítico pós-orogênico com vulcanismo básico-intermediário associado que ocorre no leste da área de estudo intrudido na Unidade Canindé. É composto por rochas leucocráticas a hololeucocráticas, de cores cinzas a brancas, constituídas por quartzo, k-feldspato, plagioclásio e biotita, podendo conter anfibólio, variando de granodioritos a sienogranitos. Apresentam granulação grossa a muito grossa e textura inequigranular, ocasionalmente porfirítica. Enclaves microgranulares de composição basáltica e/ou andesítica de escala centimétrica a métrica (Figura 16 A) são comuns nesse granito, indicando que houve um vulcanismo básico-intermediário contemporâneo a esse magmatismo granítico.

As rochas vulcânicas básicas e intermediárias associadas ocorrem como diques e derrames na borda leste do granito. São rochas ultramelanocráticas a melanocráticas, de cores pretas a cinzas, compostas por clinopiroxênio, plagioclásio, olivina e anfibólio, podendo conter k-feldspato e quartzo, variando de basaltos a andesitos (Figura 16 B). Apresentam granulação muito fina e textura hipocristalina inequigranular, eventualmente porfirítica.

Figura 16 – Afloramentos do Granito Varjota e de rochas vulcânicas básicas-intermediárias associadas. (A) Lajedo do Granito Varjota com enclaves microgranulares de rochas vulcânicas básicas-intermediárias de escala decimétrica a métrica. (B) Blocos de andesito com fenocristais de plagioclásio.



Fonte: Elaborada pelo autor.

2.5.1.5 Formação Ipu

É constituída por arenitos, arenitos conglomeráticos e conglomerados que ocorrem em camadas tabulares de espessuras métricas com estratificação plano-paralela. Os arenitos têm cor creme e são compostos por quartzo, essencialmente, e um pouco de feldspatos (caulinizados), que compõem uma matriz cimentada por hidróxido e/ou óxido de ferro. Apresentam granulação grossa, textura clástica inequigranular e a grande maioria dos grãos são subarredondados. Os conglomerados têm cor creme clara a avermelhada e são matriz suportados. A matriz é arenosa composta predominantemente por quartzo, com um pouco de feldspatos (caulinizados) associados, cimentada por hidróxido e/ou óxido de ferro. Apresenta granulação grossa, textura clástica inequigranular e os grãos podem ser subangulosos a subarredondados. Os seixos geralmente são de quartzo, com menores quantidades de outros tipos litológicos, como gnaisses, pegmatitos, turmalinitos, etc., variam

de 5 a 10 cm e podem ser angulosos a subarredondados de boa esfericidade.

2.5.1.6 Depósito Eluvionar

É uma cobertura sedimentar inconsolidada derivada da alteração, intemperismo e erosão do Granito Varjota, composta por sedimentos argilosos e arenosos de tons amarelo a laranja avermelhado, constituídos por quartzo (podem ocorrer como grânulos e seixos) e argilominerais com ocasionalmente blocos de granito.

2.5.1.7 Depósitos Aluvionares

São sedimentos arenosos e conglomeráticos de cor bege constituídos principalmente por quartzo (muito comum como seixos e blocos) depositados nas drenagens da área de estudo.

2.5.2 Lineamentos Estruturais

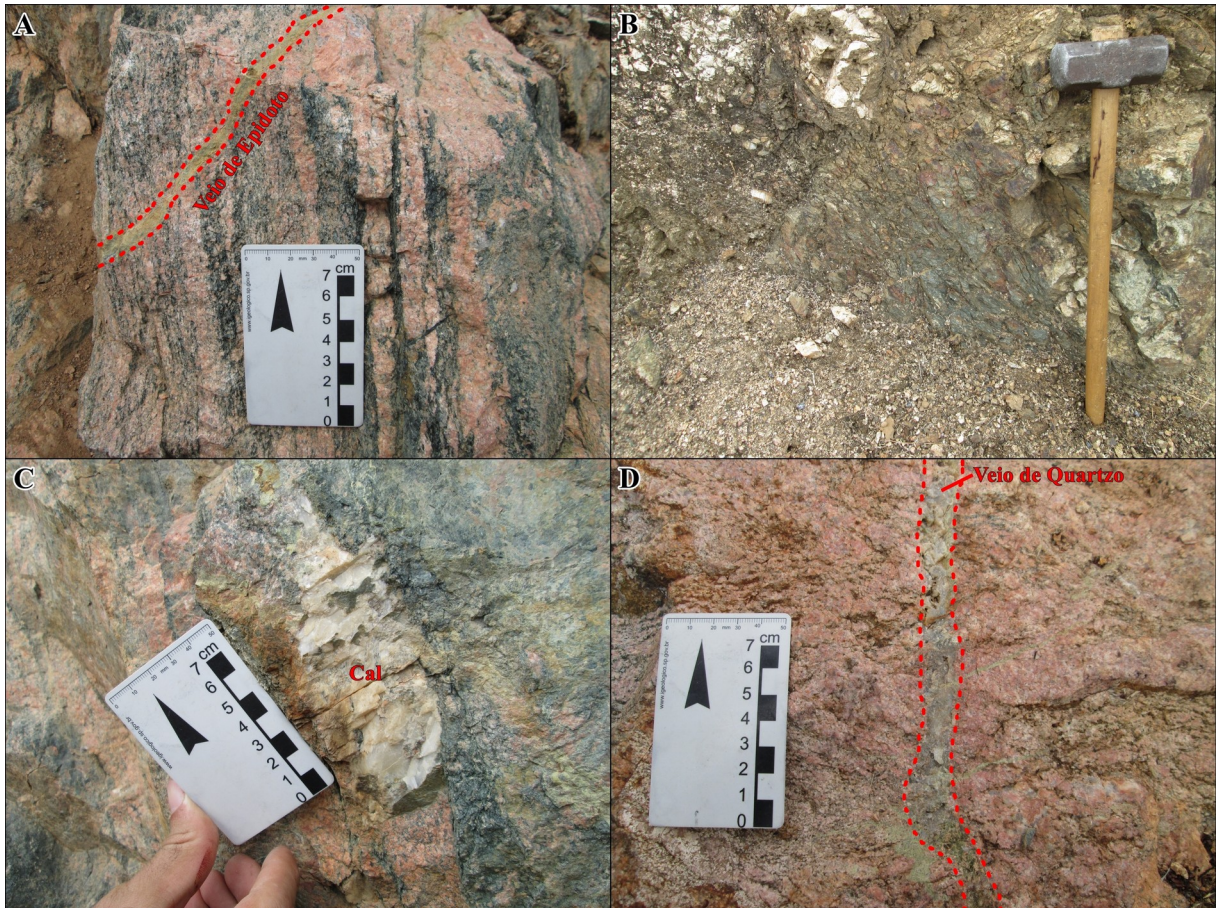
As principais estruturas tectônicas da região de estudo são duas zonas de cisalhamento NE-SW, Zona de Cisalhamento Sobral – Pedro II (Lineamento Transbrasiliano) e Zona de Cisalhamento Reriutaba, com foliações NE-SW e falhas NNE-SSW e ENE-WSW associadas. Esses dois conjuntos de zonas de cisalhamentos com foliações e falhas associadas correspondem a dois episódios de compressão regional que ocorreram na Província Borborema no Neoproterozóico. A Zona de Cisalhamento Sobral – Pedro II (Lineamento Transbrasiliano) é a estrutura mais antiga da área e está relacionada com a amalgamação do supercontinente *West Gondwana* durante a Orogênese Brasileiro/*Pan-African* no final do Neoproterozóico (ARTHAUD *et al.*, 2008). A Zona de Cisalhamento Reriutaba também está relacionada com a Orogênese Brasileiro/*Pan-African*, porém representa um evento de compressão regional mais tardio, que ocorreu num estágio mais evoluído da orogênese. Falhas ENE-WSW e NNE-SSW relacionadas com a Zona de Cisalhamento Reriutaba, representam estruturas de segunda e/ou terceira ordem da zona de cisalhamento. As falhas ENE-WSW apresentam direções entre 75-90° Az, mergulham 40-45° para N, concentram-se principalmente na zona mineralizada e são as principais estruturas que condicionam a

distribuição dos veios mineralizados.

2.5.3 Zonas com Alterações Hidrotermais

Praticamente todas as regiões com concentrações anômalas de K interpretadas nas imagens gamaespectrométricas K/eTh, Fator F e K Anômalo, exceto as associadas com os granitos, correspondem a zonas com alterações hidrotermais. Essas zonas estão relacionadas com as rochas da Unidade Canindé, tanto as da Sequência Metavulcanossedimentar, sobretudo próximo a Zona de Cisalhamento Reriutaba, quanto as da Faixa Granulítica Cariré. Potassificação, propilitização e um pouco de carbonatação e silicificação são as alterações hidrotermais que afetaram as rochas nessas zonas alteradas hidrotermalmente e ocorreram sequencialmente. Potassificação, alteração hidrotermal de alta temperatura, é a alteração mais abundante e pervasiva nessas zonas alteradas hidrotermalmente, provocou a neoformação de k-feldspato + biotita nas rochas (Figura 17). Propilitização sucedeu a potassificação, sendo marcada nessas zonas alteradas hidrotermalmente principalmente por veios de epidoto que cortaram as rochas potassificadas (Figura 17 A) e por cloritas neoformadas que substituíram biotitas (Figura 17 B). Alguns poucos veios de actinolita e tremolita também foram observados. Carbonatação e silicificação são as alterações menos expressivas nessas zonas alteradas hidrotermalmente e provocaram a neoformação de calcita (Figura 17 C) e de quartzo (Figura 17 D), respectivamente, geralmente como veios.

Figura 17 – Afloramentos de rochas da Unidade Canindé alteradas hidrotermalmente. (A) Rochas bastante potassicada (k-feldspato + biotita) cortada por veio de epidoto. (B) Migmatito da Unidade Canindé com bastante biotita hidrotermal cloritizada. (C) Veio de calcita cortando rocha bastante potassicada (k-feldspato + biotita) e cloritizada. (D) Rocha bastante potassicada cortada por veio de quartzo. Cal: calcita.

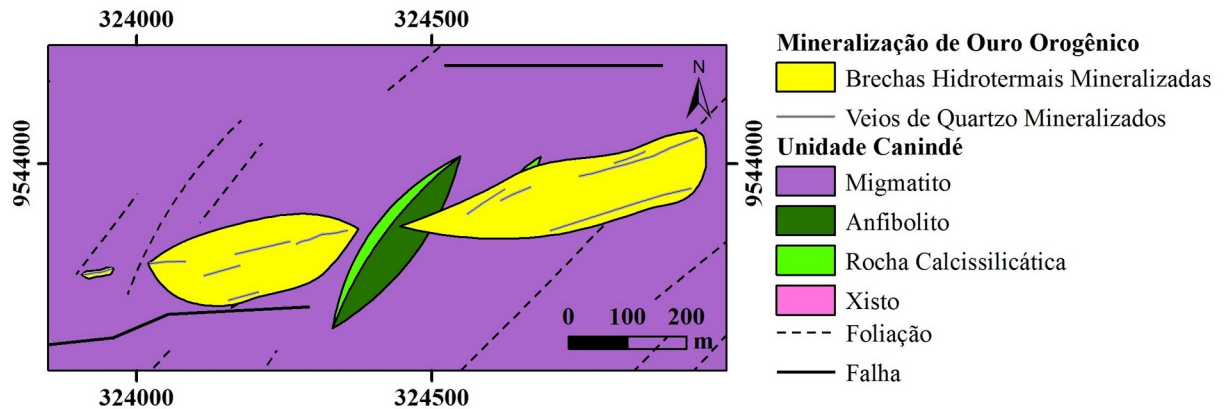


Fonte: Elaborada pelo autor.

2.5.4 Mineralização de Ouro Orogênico

A mineralização de ouro orogênico de Reriutaba ocorre por quase 1 km ao longo de falhas e fraturas ENE/WSW hospedada nas rochas metavulcanossedimentares da Unidade Canindé do Grupo Ceará. É composta por veios de quartzo mineralizados associados com brechas hidrotermais mineralizadas que sobrepuseram, devido aos falhamentos e as brechações associados com a percolação de fluidos hidrotermais, os migmatitos, anfíbolitos, rochas calcissilicáticas e xistos da Unidade Canindé (Figura 18).

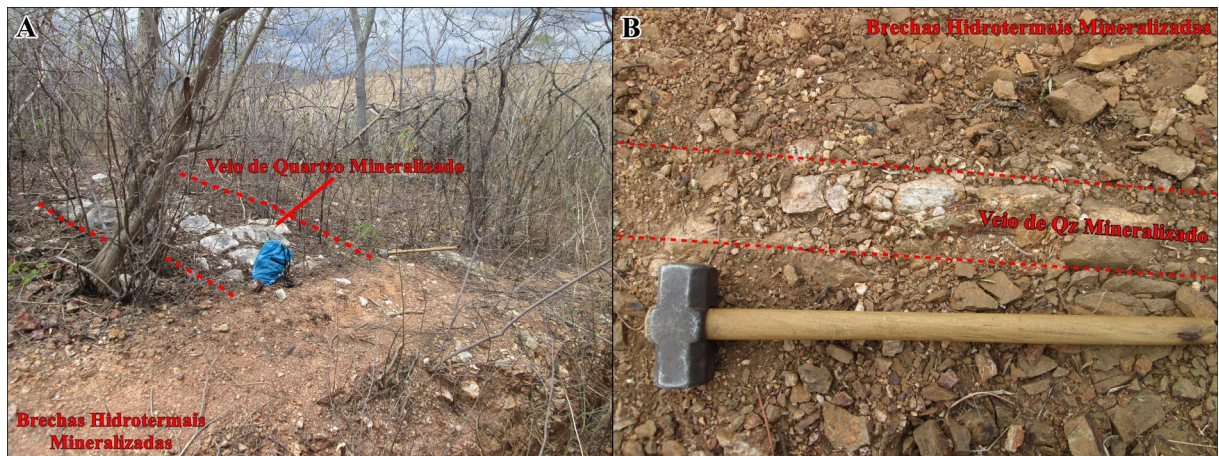
Figura 18 – Mapa geológico simplificado da zona mineralizada.



Fonte: Elaborada pelo autor.

Os veios de quartzo mineralizados (Figura 19) geralmente apresentam direções entre 75-90° Az e mergulham 40-45° para SSE. Tem espessuras que variam entre 15 cm e 1 m, e comprimentos que variam entre 1 m e 250 m. São compostos predominantemente por quartzo (90-95%) e sulfetos (0,5-3%). Pirita, galena, esfalerita e arsenopirita são os sulfetos mais abundantes. Calcopirita, bornita e covellita são comuns, contudo ocorrem em quantidades inferiores. O ouro geralmente está espacialmente associado e incluso nos sulfetos, entretanto também há quantidades importantes de ouro inclusos ou associados espacialmente a apenas quartzo. Muscovita, sericita, k-feldspato, caulinita e turmalina podem perfazer entre 1-2% do volume dos veios. Siderita, ankerita e barita podem estar presentes como acessórios.

Figura 19 – Veios de quartzo mineralizados cortando as rochas hospedeiras da Unidade Canindé brechadas e alteradas hidrotermalmente para brechas hidrotermais mineralizadas.

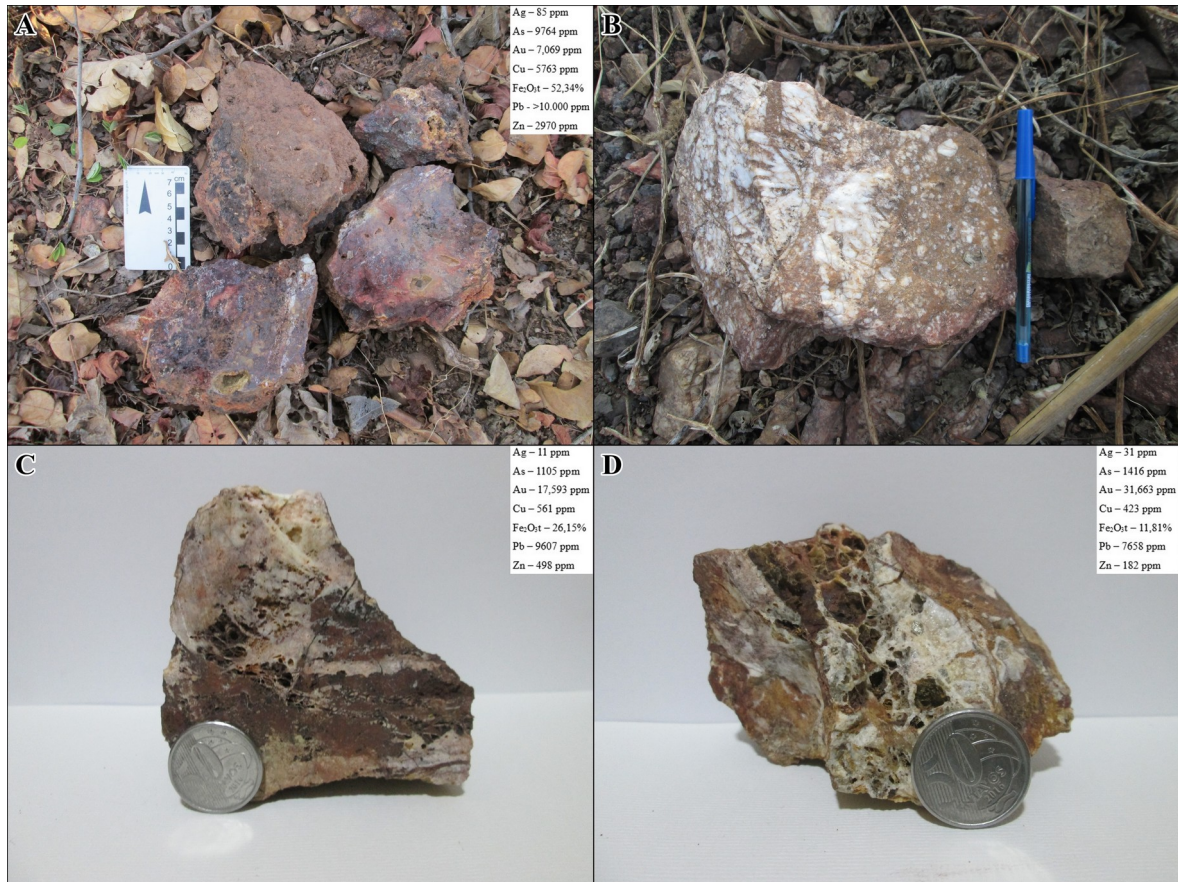


Fonte: Elaborada pelo autor.

Alteração hidrotermal generalizada, ligada à mineralização aurífera, sobrepôs quase totalmente as rochas metavulcanossedimentares da Unidade Canindé na zona mineralizada, alterando-as para brechas hidrotermais mineralizadas. As rochas hospedeiras foram alteradas hidrotermalmente devido as brechações relacionadas aos falhamentos e, conseqüentemente, interação com fluidos hidrotermais e veios de quartzo mineralizados. Alteração cálcica-sódica (escapolita + albita), potassificação (biotita + k-feldspato), hidrolitização (muscovita), propilitização (clorita + epidoto), sericitização, carbonatação (siderita \pm ankerita), silicificações, sulfetações e argilitização (caolinita) são as alterações hidrotermais diretamente associadas a mineralização. A mineralização de ouro ocorreu acompanhada das silicificações, alterações mais abundantes e pervasivas, e das sulfetações.

As brechas hidrotermais mineralizadas (Figura 20) são compostas por quartzo, hidróxido de ferro, caolinita, siderita, sulfetos, k-feldspato, barita e ouro. Os hidróxidos de ferro representam sulfetos e sideritas que foram alterados intempericamente. Pirita, galena, esfalerita, arsenopirita, calcopirita, bornita e covellita são os sulfetos mais abundantes. Molibdenita e bismutinita podem estar presentes como acessórios. Assim como nos veios de quartzo mineralizados, o ouro geralmente está espacialmente associado e incluso nos hidróxidos de ferro e nos sulfetos, porém também há quantidades importantes de ouro inclusos ou associados espacialmente a apenas quartzo.

Figura 20 – Brechas hidrotermais mineralizadas.



Fonte: Elaborada pelo autor.

2.6 Discussões e Conclusões

Nesse artigo apresentamos uma análise integrada de dados aerogeofísicos, de imagens de sensores remotos e dos principais aspectos geológicos observados em campo da mineralização de ouro orogênico e da região de Reriutaba. O principal objetivo dessa pesquisa foi utilizar várias técnicas de processamento de dados aerogeofísicos e de imagens de sensores remotos para identificar unidades litoestratigráficas, zonas com alterações hidrotermais, estruturas tectônicas e os controles metalogenéticos da mineralização.

A partir dos dados aerogamaespectrométricos foi possível observar a concentração e a distribuição dos isótopos radioativos de K, Th e U nas rochas, o que permitiu a identificação de unidades litoestratigráficas e regiões com concentrações anômalas de K, que correspondem a áreas com alterações hidrotermais. Potassificação, propilitização e, por vezes, carbonatação e silicificação são as alterações hidrotermais que afetaram as rochas nessas

zonas alteradas hidrotermalmente. Apesar de apresentar em algumas amostras minerais hidrotermais ricos em potássio, tais como biotita, muscovita, sericita e k-feldspato, a mineralização de ouro orogênico não está diretamente associada com nenhuma dessas regiões com concentrações anômalas de K. Isso se deve ao fato de que a mineralização de ouro ocorreu associada a silicificação, alteração hidrotermal mais abundante e pervasiva na zona mineralizada, que sobrepôs quase totalmente as alterações hidrotermais de mais alta temperatura, tais como potassificação, hidrolitização, etc.

Os dados aeromagnetométricos revelaram unidades litoestratigráficas magnéticas ou não e lineamentos magnéticos, o que auxiliou a interpretação litoestrutural da área de estudo. Os lineamentos magnéticos apresentam majoritariamente direção NE-SW, representando foliações relacionadas as principais estruturas da região de estudo, Zona de Cisalhamento Sobral – Pedro II (Lineamento Transbrasiliano) e Zona de Cisalhamento Reriutaba. Também foi observado que a mineralização de ouro orogênico está localizada numa zona não magnética, ou seja, não há minerais magnéticos (magnetita e pirrotita) associados a mineralização. Magnetita não é comum em mineralizações de ouro orogênico pois geralmente os fluidos hidrotermais que formam esse tipo de mineralização apresentam alta fugacidade de enxofre, o que não permite a cristalização de magnetita e sim de pirita, normalmente sulfeto mais abundante nesse tipo de mineralização. Pirrotita é comum nas mineralizações de ouro orogênico de alta temperatura (RIDLEY *et al.* 2000), formadas no fácies anfibolito ou granulito. A mineralização de Reriutaba está hospedada em rochas metamórficas do fácies anfibolito, porém não há pirrotita associada, indicando que a mineralização de ouro orogênico de Reriutaba não foi formada durante o metamorfismo de alto grau da Orogênese Brasileiro e sim durante um metamorfismo de mais baixo grau associado aos últimos estágios da orogênese.

Os resultados obtidos a partir das imagens de sensores remotos melhoraram a interpretação de algumas unidades litoestratigráficas e dos lineamentos estruturais da área de estudo. Os lineamentos estruturais também apresentam essencialmente direção NE-SW, porém outros dois *trends* nas direções NNE-SSW e E-W também foram reconhecidos e representam falhas relacionadas com a Zona de Cisalhamento Reriutaba, estruturas secundárias e/ou terciárias da zona de cisalhamento. Também foi observado que a mineralização de ouro orogênico está localizada numa região bastante densa em termos de lineamentos estruturais, mostrando que a zona mineralizada foi altamente afetada por

deformação dútil, onde fluidos hidrotermais percolaram através de falhas e fraturas e formaram veios de quartzo mineralizados e alteraram as rochas encaixantes brechadas para brechas hidrotermais mineralizadas. Na zona mineralizada falhas ENE-WSW de direções 75-90° Az são as principais estruturas que controlam a distribuição dos veios mineralizados e foram por onde os fluidos hidrotermais percolaram e alteraram as rochas encaixantes para brechas hidrotermais mineralizadas.

3 GEOLOGIA E GEOQUÍMICA DA MINERALIZAÇÃO DE OURO OROGÊNICO DE RERIUTABA, CEARÁ, BRASIL

3.1 Introdução

Depósitos de ouro orogênico (BOHLKE, 1982; GROVES *et al.*, 1998) estão associados com terrenos metamórficos de todas as idades, esses depósitos foram formados durante processos de deformação compressional a transpressional em margens de placas convergentes em orógenos. Eventos termais relacionados à subducção aumentam o gradiente geotérmico dentro das sequências envolvidas na orogênese, iniciando e conduzindo a migração de fluidos hidrotermais por longas distâncias, resultando em mineralizações de ouro em veios de quartzo relacionadas a terrenos do fácies xisto-verde, podendo ocorrer também em terrenos do fácies anfíbolito a granulito (GROVES *et al.*, 1998; McCUAIG & KERRICH, 1998; GOLDFARB *et al.*, 2001; GROVES *et al.*, 2003). Essas mineralizações geralmente estão próximas a estruturas tectônicas regionais (zonas de cisalhamento, falhas *strike-slip*, falhas de empurrão, etc.) que atuaram como canais para o transporte dos fluidos hidrotermais. Formam-se a partir da acumulação de fluidos hidrotermais em níveis crustais mais rasos, isso aumenta a pressão de fluidos e induz fraturamento hidráulico acompanhado por fluxo massivo de fluidos hidrotermais que geram veios de quartzo mineralizados e alteram as rochas hospedeiras para brechas hidrotermais mineralizadas. As mineralizações normalmente estão situadas nas estruturas de segunda e/ou terceira ordem da estrutura principal, pois nesses espaços há menos *stress* e mais fluxos de fluidos hidrotermais. Logo, nesses locais as alterações hidrotermais são mais intensas e conseqüentemente onde as mineralizações se concentram. Alterações hidrotermais típicas envolvem a neoformação de albita, k-feldspato, biotita, muscovita paragonita, epidoto, clorita, sericita, carbonatos e sulfetos (GROVES *et al.*, 1998; McCUAIG & KERRICH, 1998; GOLDFARB *et al.*, 2001; GROVES *et al.*, 2003).

A Província Borborema (ALMEIDA *et al.*, 1977), situada no nordeste do Brasil, é um cinturão orogênico constituído por terrenos pré-cambrianos, de idades variando entre o Arqueano e o Neoproterozóico, que foi intensamente deformado e metamorfizado no final do Neoproterozóico durante a Orogênese Brasileira/*Pan-African*, há cerca de 600 Ma, resultado da colisão dos crátons São Luís/Oeste África e São Francisco/Congo, colisão responsável pela amalgamação final do continente *West Gondwana* (ARTHAUD, 2007). A colisão,

inicialmente frontal em torno de 610 Ma, resultou em espessamento crustal por empilhamento de *nappes*. Em cerca de 590 Ma, o regime mudou para colisão oblíqua, desenvolvendo zonas de cisalhamento de escala continental de direção NNE-SSW. Tardiamente, esse arcabouço foi recortado por duas megazonas de cisalhamento de direção E-W, que dividem a Província Borborema em três sub-províncias: Sub-Província Borborema Setentrional, Sub-Província Borborema Transversal e Sub-Província Borborema Meridional (ARTHAUD, 2007).

No Domínio Ceará Central da Sub-Província Borborema Setentrional há uma importante ocorrência de ouro orogênico localizada em Reriutaba - CE hospedada nas rochas metavulcanossedimentares da Unidade Canindé do Grupo Ceará. Essa mineralização ocorre como veios de quartzo-carbonatos-sulfetos auríferos e como brechas hidrotermais auríferas, resultantes da alteração hidrotermal das rochas metavulcanossedimentares hospedeiras.

Neste estudo, procurou-se examinar a mineralização de ouro orogênico de Reriutaba de modo a determinar a geometria, os controles litoestruturais e a gênese da mineralização. Será apresentado observações de campo, integradas com dados estruturais, petrografia das rochas encaixantes e rochas hospedeiras, e petrografia do minério. Técnicas analíticas empregadas incluem microscópio eletrônico de varredura (MEV) e análises geoquímicas de rocha total. Inicialmente, descrevemos todo o contexto geológico regional e local da mineralização, em seguida a caracterizamos petrograficamente e geoquimicamente. E na parte final discutimos nossos resultados e um possível modelo metalogênico da mineralização de ouro orogênico de Reriutaba.

3.2 Materiais e Métodos

A ocorrência de ouro orogênico e os controles litoestruturais da mineralização foram identificados e delimitados a partir de análises de imagens gamaespectrométricas, magnetométricas e de sensores remotos (*Landsat-8/OLI* e *ALOS/PALSAR*), e do mapeamento geológico de uma área de 400 km², situada entre as cidades Varjota, Reriutaba e Cariré.

A petrografia foi realizada a partir da descrição de quatorze lâminas delgadas, sete lâminas delgadas polidas e sete seções polidas, das quais cinco lâminas delgadas polidas e duas seções polidas foram selecionadas para análise por microscopia eletrônica de varredura (MEV), técnica utilizada para dar suporte na determinação de minerais. Essas análises foram

realizadas num microscópio eletrônico de varredura *Quanta 450 FEG – FEI* acoplado a sistema EDS (*Energy Dispersive System*), programado com HV:20.000 kV e detector de elétrons retro-espelhados para baixo e alto vácuo (vCD), na Central Analítica da Universidade Federal do Ceará (UFC).

Oito amostras coletadas em campo durante o mapeamento geológico foram preparadas e analisadas geoquimicamente pela SGS Geosol Laboratórios LTDA., que realizou os seguintes procedimentos: 1) Fusão com Metaborato de Lítio e quantificação por ICP-OES (*Inductively Coupled Plasma - Optical Emission Spectrometry*) para determinação dos elementos maiores (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , etc.), menores (P_2O_5 , TiO_2 , MnO e Cr_2O_3) e de alguns traços (Ba, Sr, V, Zn e Zr); 2) Fusão com Metaborato de Lítio e quantificação por ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometry*) para determinação de elementos traços (ETRs, Cu, Mo, etc.); 3) Digestão Multiácida com Ácido Clorídrico (HCl), Ácido Nítrico (HNO_3), Ácido Fluorídrico (HF) e Ácido Perclórico (HClO_4) e quantificação por ICP-OES para determinação de elementos traços (Ag, As, S, etc.); 4) Digestão com Água Régia ($3\text{HCl}:\text{HNO}_3$) e quantificação por ICP-OES e ICP-MS para determinação de Bismuto (Bi) e Telúrio (Te); 5) *Fire Assay* e quantificação por AAS (*Atomic Absorption Spectroscopy*) para determinação de Ouro (Au).

3.3 Síntese do Contexto Geológico Regional

A área de estudo está situada no Domínio Ceará Central, que faz parte da Sub-Província Borborema Setentrional da Província Borborema (ALMEIDA *et al.* 1977).

A região de estudo se encontra em grande parte no contexto geológico regional das Coberturas Metassedimentares do Domínio Ceará Central, tendo Granitos Brasileiros associados (*e.g.* CAVALCANTE *et al.*, 2003).

Cavalcante *et al.* (2003) classificaram essas coberturas metassedimentares como Complexo Ceará, que é dividido nas unidades Arneiroz, Canindé, Independência e Quixeramobim. De acordo com Arthaud (2007), essas unidades são formadas por xistos e gnaisses pelíticos ou semipelíticos, com contribuições menores de mármore, quartzitos, rochas calcissilicáticas e raras metagrauvacas. Intercalações de anfíbolitos são comuns, podendo haver também raros metarriolitos ou metarriodacitos. Além disso, há algumas ocorrências de retroeclogitos associados a essas sequências metavulcanossedimentares

(CASTRO, 2004; GARCIA & ARTHAUD, 2004; GARCIA *et al.*, 2006; SANTOS *et al.*, 2009). Essas coberturas metassedimentares são interpretadas como uma sequência de margem continental passiva associada à abertura do Oceano Goiás-Pharusiano, que se iniciou em torno de 850 Ma, que foi intensamente deformada e metamorfizada no final do Neoproterozóico durante a Orogênese Brasileiro/*Pan-African*, há cerca de 600 Ma (ARTHAUD, 2007; ARTHAUD *et al.*, 2008). Essas rochas foram afetadas por metamorfismo de alta pressão (assembleias de almandina, cianita, mica branca e rutilo), durante os primeiros estágios do empilhamento de *nappes* e, posteriormente, na colisão propriamente dita, por metamorfismo regional de fácies anfibolito de alta temperatura (assembleias de silimanita, biotita e plagioclásio) frequentemente acompanhado de migmatização, atingindo localmente condições de fácies granulito (ARTHAUD *et al.*, 2015).

Os Granitos Brasileiros representam importantes eventos de plutonismo granítico que ocorreram relacionados à Orogênese Brasileiro/*Pan-African* (FERREIRA *et al.*, 1998). Arthaud (2007) classificou esses granitos como: 1) cedo-colisionais (pré-orogênicos); 2) sin-cinemáticos (sin-orogênicos); 3) tardi-tectônicos (tardi-orogênicos); 4) pós-orogênicos.

Segundo Arthaud *et al.* (2015), os granitos pré-orogênicos geralmente apresentam idades de cristalização U-Pb em zircão entre 620 e 640 Ma, contudo o mais antigo datado, granito do Arco Magmático de Santa Quitéria, possui idade de cristalização de cerca de 660 Ma (BRITO NEVES *et al.*, 2003).

Arthaud *et al.* (2015) dividiram os granitos sin-orogênicos em dois grupos: 1) granitos anatóxicos ricos em Al intrudidos durante a tectônica de empurrão com idades de cristalização de cerca de 600-620 Ma; 2) granitos da fase strike-slip com idades de cristalização U-Pb de cerca de 560-590 Ma (NOGUEIRA, 2004; SANTOS *et al.*, 2008).

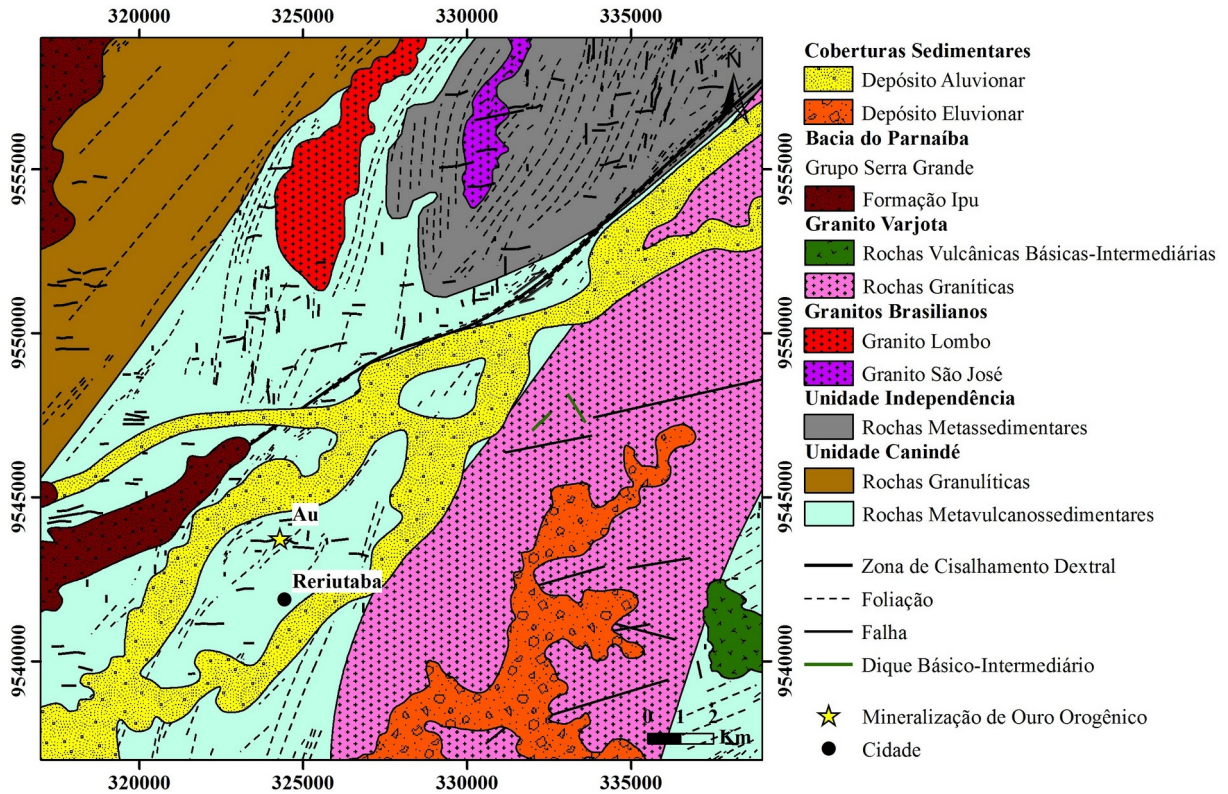
De acordo com Arthaud *et al.* (2015), os granitos tardi-orogênicos tem idades de cerca de 580 Ma (FETTER, 1999; BRITO NEVES *et al.*, 2003) e os granitos pós-orogênicos tem idades cambrianas, cerca de 530 Ma (FETTER, 1999; ARCHANJO *et al.*, 2009), e ordovicianas, entre 460 e 470 Ma (TEIXEIRA, 2005; CASTRO, 2004).

3.4 Contexto Geológico Local

A geologia da área é dominada por rochas metavulcanossedimentares do fácies anfibolito a granulito neoproterozóicas das unidades Canindé e Independência do Grupo

Ceará que foram intrudidas por granitos sin-, tardi- e pós-orogênicos (com vulcanismo básico-intermediário associado) neoproterozóicos (Figura 21).

Figura 21 – Mapa geológico simplificado da área de estudo.

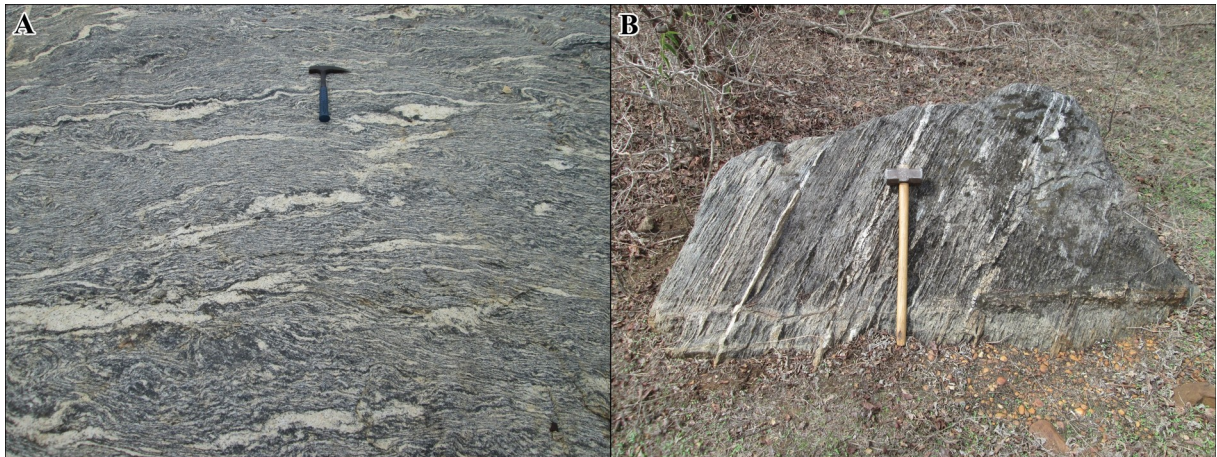


Fonte: Elaborado pelo autor.

A Unidade Canindé é constituída por migmatitos (Figura 22 A) intercalados com ocasionais anfibolitos, rochas calcissilicáticas e xistos, e por uma faixa granulítica (extremo noroeste da área de estudo). Os migmatitos são compostos por quartzo, k-feldspato, plagioclásio e biotita, podendo conter anfibólio, granada e silimanita. Os anfibolitos são compostos por anfibólio, plagioclásio e quartzo, podendo conter granada (geralmente como porfiroblasto). As rochas calcissilicáticas são compostas por clinopiroxênio, plagioclásio, anfibólio e quartzo, com granada ocorrendo eventualmente. Os xistos são compostos por muscovita, biotita, quartzo, k-feldspato, podendo conter silimanita e fibrolita, variando entre biotita-muscovita xisto, muscovita-biotita xisto, silimanita-biotita-muscovita xisto e silimanita-muscovita-biotita xisto. A faixa granulítica é constituída por granulitos máficos (Figura 22 B) que são compostos por anfibólio, clinopiroxênio, plagioclásio e quartzo, podendo conter granada e rutilo. Zonas alteradas hidrotermalmente na Unidade Canindé são

comuns, sobretudo próximas à Zona de Cisalhamento Reriutaba. Potassificação (k-feldspato + biotita), propilitização (clorita + epidoto \pm actinolita \pm tremolita), carbonatação (calcita) e silicificação são as alterações hidrotermais habituais que afetaram as rochas da Unidade Canindé nessas zonas.

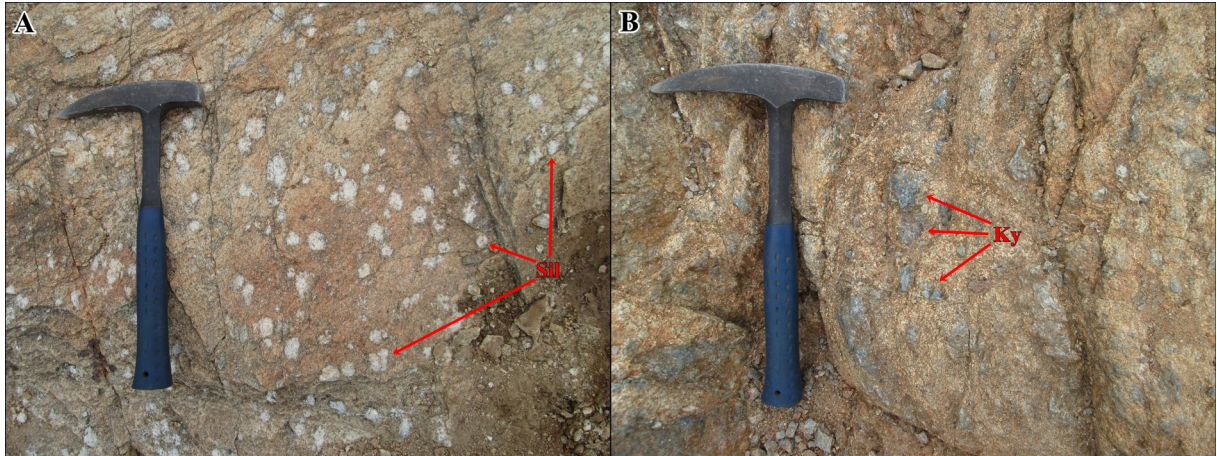
Figura 22 – Afloramentos de rochas da Unidade Canindé. (A) Metatexito com bandamento metamórfico anastomosado. (B) Matacão de aproximadamente 1 m de granulito máfico bandado.



Fonte: Elaborada pelo autor.

A Unidade Independência é constituída por migmatitos, gnaisses e xistos. Os migmatitos e os xistos da Unidade Independência são semelhantes aos da Unidade Canindé, entretanto os migmatitos da Unidade Independência não contém anfibólio no mesossoma e/ou no melanossoma, o que deve refletir protólitos diferentes, e diatexitos são abundantes. Os gnaisses são compostos por quartzo, k-feldspato, plagioclásio e biotita, podendo conter granada, silimanita, fibrolita e cianita, que comumente, com exceção da fibrolita, ocorrem como porfiroblastos, variando entre granada gnaisse, silimanita-granada gnaisse e cianita-silimanita gnaisse (Figura 23 A e B).

Figura 23 – Aforamentos de rochas da Unidade Independência. (A) Afloramento de cianita-silimanita gnaiss com porfiroblastos de silimanita. (B) Afloramento de cianita-silimanita gnaiss com porfiroblastos de cianita. Ky: cianita; Sil: silimanita.



Fonte: Elaborada pelo autor.

Essas unidades metavulcanossedimentar e metassedimentar foram intrudidas por plútons graníticos sin- (Granito São José), tardi- (Granito Lombo) e pós-orogênicos (Granito Varjota com vulcanismo básico-intermediário associado) (Figura 24 A) que estão sub-paralelos a principal foliação regional, aproximadamente 20° Az. Os granitos são cinzas, brancos ou rosas, compostos por quartzo, k-feldspato, plagioclásio e biotita, podendo conter anfibólio e muscovita, e variam de granodioritos a álcali-feldspato granitos. As rochas vulcânicas básicas e intermediárias (Figura 24 B) associadas ao Granito Varjota ocorrem como enclaves microgranulares, diques e derrames (na borda leste do granito). São rochas de cores pretas a cinzas, compostas por clinopiroxênio, plagioclásio, olivina e anfibólio, podendo conter k-feldspato e quartzo, variando de basaltos a andesitos.

Figura 24 – Afloramentos do Granito Varjota e das rochas vulcânicas básicas-intermediárias associadas. (A) Lajedo do Granito Varjota com enclaves microgranulares de rochas vulcânicas básicas-intermediárias de escala decimétrica a métrica. (B) Blocos de andesito com fenocristais de plagioclásio.



Fonte: Elaborada pelo autor.

Posteriormente, a porção oeste da zona de estudo foi parcialmente coberta por rochas sedimentares psamíticas ordovicianas-silurianas da Formação Ipu do Grupo Serra Grande da Bacia do Parnaíba, que consistem de conglomerados intercalados com arenitos conglomeráticos e, em menor quantidade, arenitos, que ocorrem em camadas tabulares de espessuras métricas com estratificação plano-paralela.

No Mesozóico/Cenozóico formaram-se um depósito eluvionar, devido a alteração intempérica de rochas graníticas, e depósitos aluvionares ao longo das principais drenagens da área de estudo. O Depósito Eluvionar é derivado da alteração, intemperismo e erosão do Granito Varjota, composto por sedimentos argilosos e arenosos de tons amarelo a laranja avermelhado, constituídos por quartzo (podem ocorrer como grânulos e seixos) e argilominerais com ocasionalmente blocos de rochas graníticas. Os Depósitos Aluvionares são sedimentos arenosos e conglomeráticos de cor bege constituídos principalmente por quartzo (muito comum como seixos e blocos) depositados nas drenagens da região de estudo.

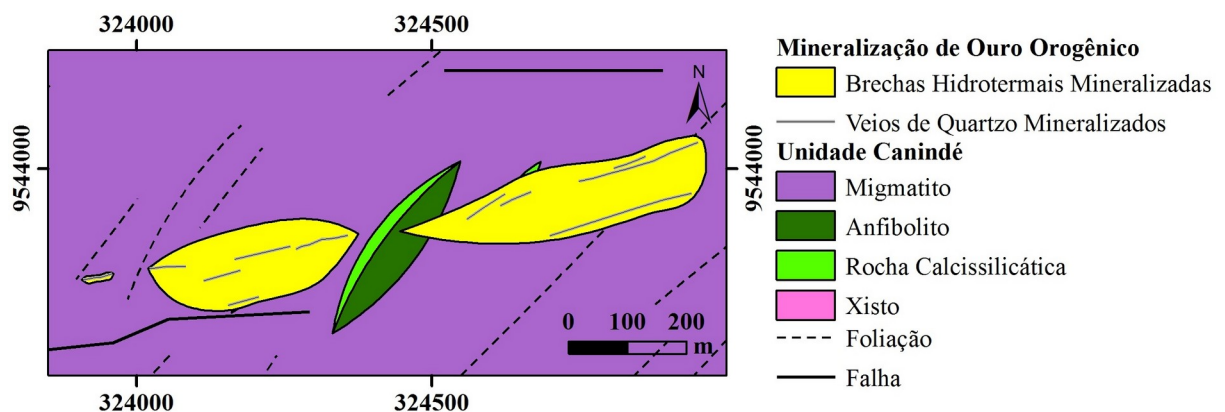
As principais estruturas tectônicas da região de estudo são duas zonas de cisalhamento NE-SW, Zona de Cisalhamento Sobral – Pedro II (Lineamento Transbrasiliano) e Zona de Cisalhamento Reriutaba, com foliações NE-SW e falhas NNE-SSW e ENE-WSW associadas. Esses dois conjuntos de zonas de cisalhamentos com foliações e falhas associadas correspondem a dois episódios de compressão regional que ocorreram na Província Borborema no Neoproterozóico. A Zona de Cisalhamento Sobral – Pedro II (Lineamento Transbrasiliano) é a estrutura mais antiga da área e está relacionada com a amalgamação do

supercontinente *West Gondwana* durante a Orogênese Brasileiro/*Pan-African* no final do Neoproterozóico (ARTHAUD *et al.*, 2008). A Zona de Cisalhamento Reriutaba também está relacionada com a Orogênese Brasileiro/*Pan-African*, porém representa um evento de compressão regional mais tardio, que ocorreu num estágio mais evoluído da orogênese. Falhas ENE-WSW e NNE-SSW relacionadas com a Zona de Cisalhamento Reriutaba, representam estruturas de segunda e/ou terceira ordem da zona de cisalhamento. As falhas ENE-WSW apresentam direções entre 75-90° Az, mergulham 40-45° para N, concentram-se principalmente na zona mineralizada e são as principais estruturas que condicionam a distribuição dos veios mineralizados.

3.5 Mineralização de Ouro Orogênico

A mineralização de ouro orogênico de Reriutaba ocorre por quase 1 km ao longo de falhas e fraturas ENE/WSW hospedada nas rochas metavulcanossedimentares da Unidade Canindé do Grupo Ceará. É composta por veios de quartzo mineralizados associados com brechas hidrotermais mineralizadas que sobrepuseram, devido aos falhamentos e as brechações associados com a percolação de fluidos hidrotermais, os migmatitos, anfibolitos, rochas calcissilicáticas e xistos da Unidade Canindé (Figura 25).

Figura 25 – Mapa geológico simplificado da zona mineralizada.



Fonte: Elaborado pelo autor.

3.5.1 Petrografia das Rochas Hospedeiras Alteradas Hidrotermalmente

3.5.1.1 Migmatitos

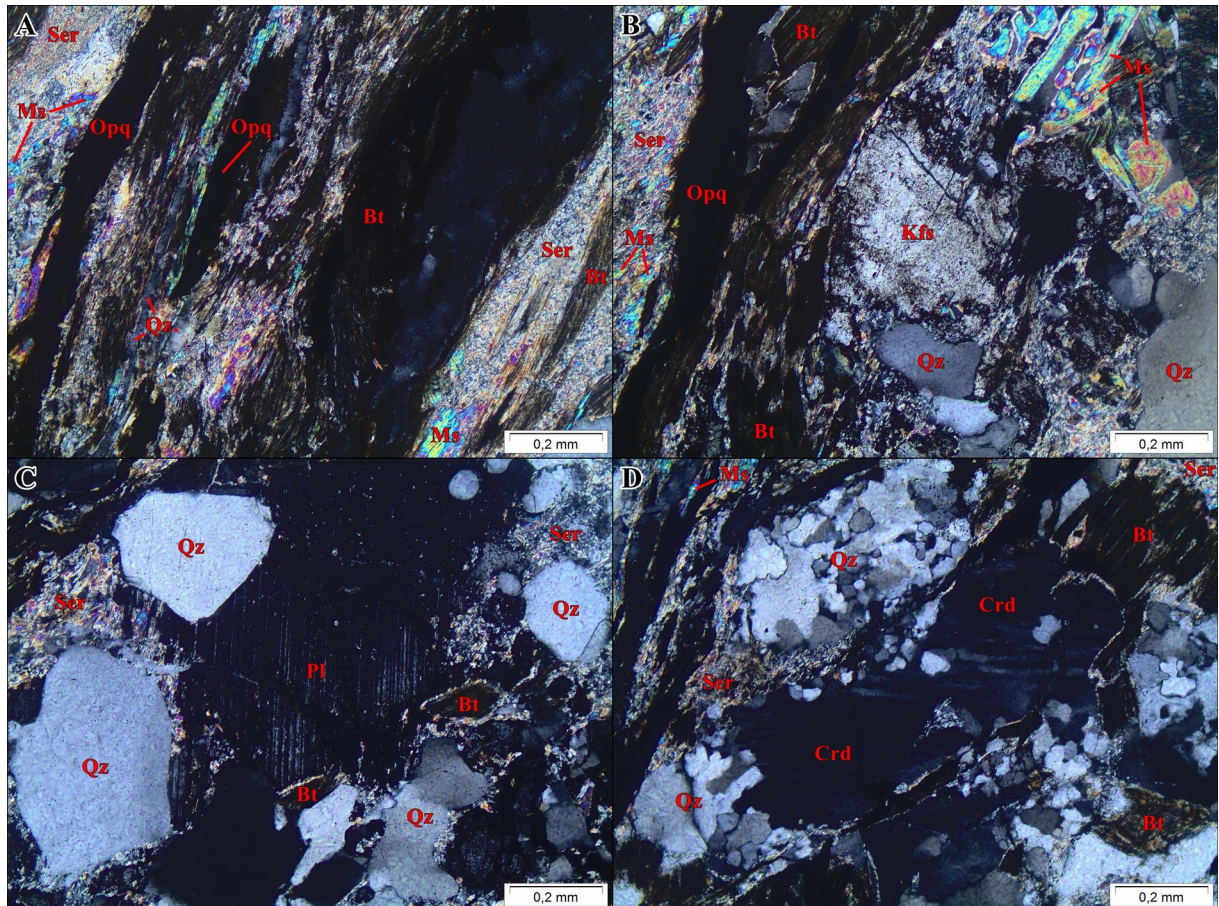
São compostos por uma assembleia metamórfica de alta temperatura constituída por biotita + muscovita + quartzo + opacos + k-feldspato ((Figura 26 B) + plagioclásio (Figura 26 C) + fibrolita + silimanita + andaluzita + cordierita (Figura 26 D) que foi superimposta por uma assembleia hidrotermal de baixa temperatura formada por muscovita + clorita + sericita + quartzo. Apresentam granulação muito fina a média e texturas inequigranular, subidioblástica, lepidoblástica a granolepidoblástica e decussada.

As biotitas estão orientadas de acordo com a foliação da rocha, deformadas (kinkadas) e foram intensamente alteradas hidrotermalmente e substituídas sequencialmente por muscovita, liberando sempre óxidos de titânio e/ou ferro (rutilo, ilmenita, titanomagnetita, etc.) nessa reação, clorita e sericita (Figura 26 A).

Há três gerações de muscovita na rocha, uma metamórfica e outras duas hidrotermais. As muscovitas metamórficas são incolores, estão orientadas de acordo com a foliação da rocha, deformadas (kinkadas) e foram intensamente alteradas hidrotermalmente e substituídas por sericita. As muscovitas hidrotermais da primeira geração ocorrem substituindo as biotitas, devido a hidrolitização que afetou a rocha, e foram intensamente alteradas hidrotermalmente e substituídas por clorita e sericita. Já as muscovitas hidrotermais da segunda geração são neoformadas, devido a outra fase de hidrolitização, pleocróicas, variando de incolores a esverdeadas, estão orientadas aleatoriamente sem direção preferencial (textura decussada) e foram apenas parcialmente alteradas hidrotermalmente e substituídas por sericita.

Também há gerações distintas de quartzo na rocha, uma metamórfica e outra hidrotermal. Os cristais de quartzo metamórficos estão orientados de acordo com a foliação da rocha, deformados, recristalizados em subgrãos e exibem extinção ondulante. E os cristais de quartzo hidrotermais representam a silicificação que atingiu a rocha e ocorrem como vênulas milimétricas finas (espessuras < 0,1 mm) subparalelas a foliação da rocha.

Figura 26 – Aspectos microscópicos dos migmatitos alterados hidrotermalmente da zona mineralizada. (A) Biotitas substituídas sequencialmente por muscovita e sericita. (B) K-feldspato metamórfico parcialmente substituído sequencialmente por muscovita e sericita. (C) Plagioclásio metamórfico um pouco substituído nas bordas sequencialmente por muscovita e sericita. (D) Cordierita prismática anedral com inclusões de quartzo e geminações irregulares. Bt: biotita; Crd: Cordierita; Kfs: k-feldspato; Ms: muscovita; Opq: opaco; Pl: plagioclásio; Qz: quartzo.



Fonte: Elaborada pelo autor.

3.5.1.2 Anfibolitos

São compostos por uma assembleia metamórfica de alta temperatura constituída por anfibólio + quartzo + plagioclásio + titanita + opacos + apatita + rutilo que foi superimposta por uma assembleia hidrotermal de mais baixa temperatura formada por escapolita + plagioclásio + biotita + epidoto. Apresentam granulação muito fina a média e texturas inequigranular, subidioblástica e granonematoblástica.

Os anfibólios, hornblendas, estão orientados de acordo com a foliação da rocha, foram parcialmente alterados hidrotermalmente e substituídos por biotita (Figura 27 B) e

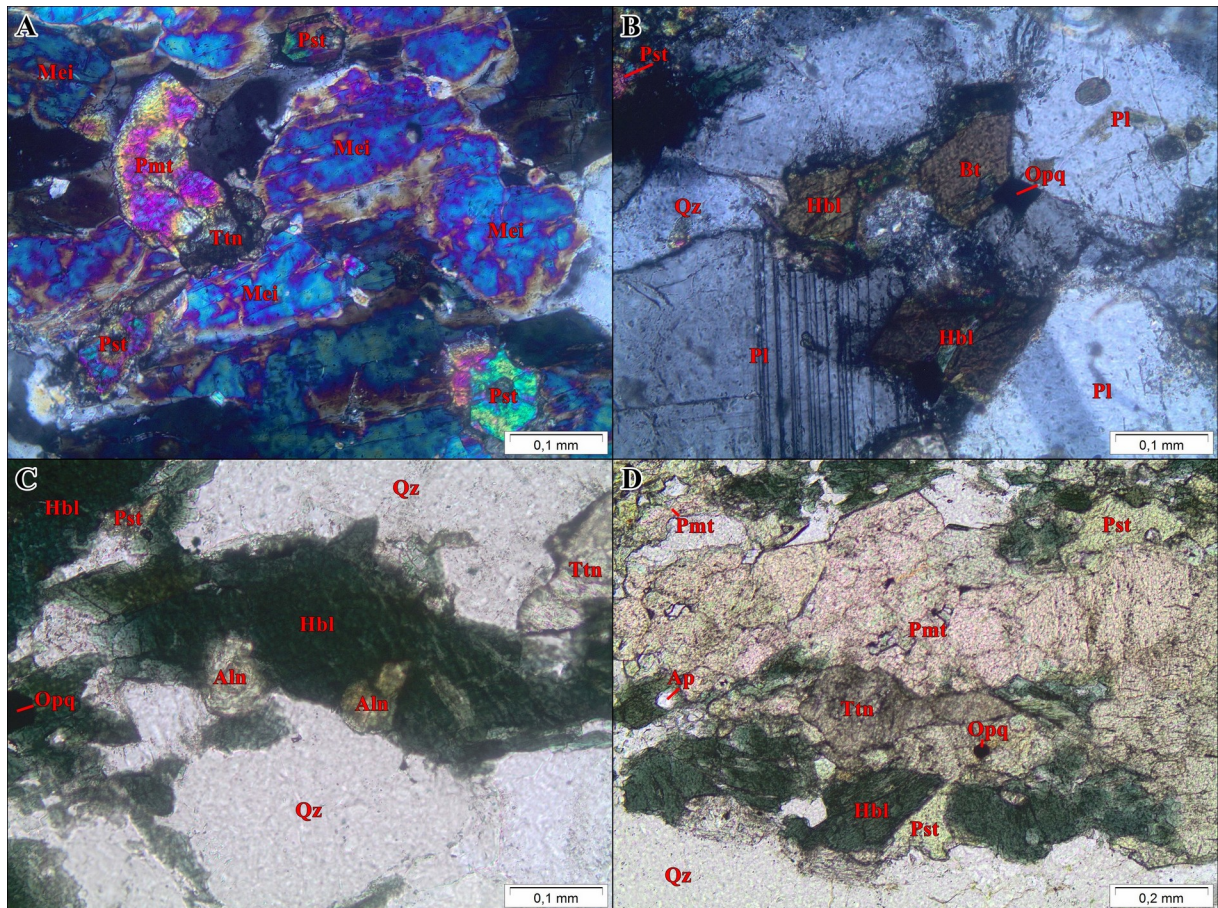
epidoto (Figura 27 D). São produto de retrometamorfismo de anfibólitos titaníferos (hornblenda marrom) de mais alta temperatura, final do fácies anfibolito e começo do fácies granulito. A partir do retrometamorfismo das hornblendas marrons, o titânio foi liberado e acumulou-se como inclusões de titanita e óxidos (provavelmente ilmenita e/ou titanomagnetita) nas hornblendas estáveis nas condições de mais baixa temperatura.

Há duas gerações de plagioclásio na rocha, uma metamórfica e outra hidrotermal. Os plagioclásios metamórficos estão orientados de acordo com a foliação da rocha, deformados e praticamente não exibem geminações. Os plagioclásios hidrotermais representam uma alteração cálcica-sódica que afetou a rocha, estão disseminados e orientados aleatoriamente sem direção preferencial na rocha e exibem geminação *Carlsbad* e *albita*.

As escapolitas, meionitas (cores de interferência de segunda ordem), representam a alteração cálcica-sódica (junto aos plagioclásios hidrotermais) que atingiu a rocha (Figura 27 A). As biotitas não são abundantes, porém representam o pouco de potassificação que incidiu na rocha e ocorrem substituindo parcialmente os anfibólitos (Figura 27 B).

Os epidotos representam a propilitização que afetou a rocha, ocorrem substituindo parcialmente os anfibólitos como agregados constituídos por cristais anedrais ou como cristais prismáticos subedrais. Há três variedades de epidoto na rocha, pistacita, piedmontita e alanita. As pistacitas são pleocróicas, variando de incolor ou verde claro a verde amarelado ou verde, e apresentam cores de interferência do final da primeira ordem (amarelo-laranja) e começo da segunda ordem (roxo-azul-verde) (Figura 27 D). As piedmontitas são pleocróicas, variando de incolor ou rosa claro a verde claro ou verde, e apresentam cores de interferência da terceira ordem (verde-amarelo-rosa) (Figura 27 D). As alanitas são pleocróicas, variando de marrom claro a marrom amarelado ou marrom, e apresentam cores de interferência do final da primeira ordem (amarelo-laranja) e do começo da segunda ordem (roxo-azul) (Figura 27 C).

Figura 27 - Aspectos microscópicos dos anfibolitos alterados hidrotermalmente da zona mineralizada. (A) Cristais de meionita associados a pistacita e piedmontita. (B) Hornblenda parcialmente substituída por biotita associada com plagioclásio metamórfico. (C) Cristais de alanita zonados substituindo hornblenda. (D) Hornblendas substituídas por piedmontitas e pistacitas. Aln: alanita; Ap: apatita; Bt: biotita; Hbl: hornblenda; Mei: meionita; Opq: opaco; Pl: plagioclásio; Pmt: piedmontita; Pst: pistacita; Qz: quartzo; Ttn: titanita.



Fonte: Elaborada pelo autor:

3.5.1.3 Rochas Calcissilicáticas

São compostas por uma assembleia hidrotermal de baixa temperatura constituída por epidoto + clorita + sericita + quartzo + k-feldspato + opacos que sobrepôs quase totalmente a assembleia metamórfica de alta temperatura das rochas calcissilicáticas formada por quartzo + plagioclásio + k-feldspato + apatita e provavelmente clinopiroxênio + granada + anfibólio. Apresentam granulação muito fina a média e texturas inequigranular, subidioblástica e granoblástica a granolepidoblástica.

Há quatro gerações distintas de quartzo na rocha, uma metamórfica e três hidrotermais. Os quartzos metamórficos são prismáticos anedrais, estão bastante deformados,

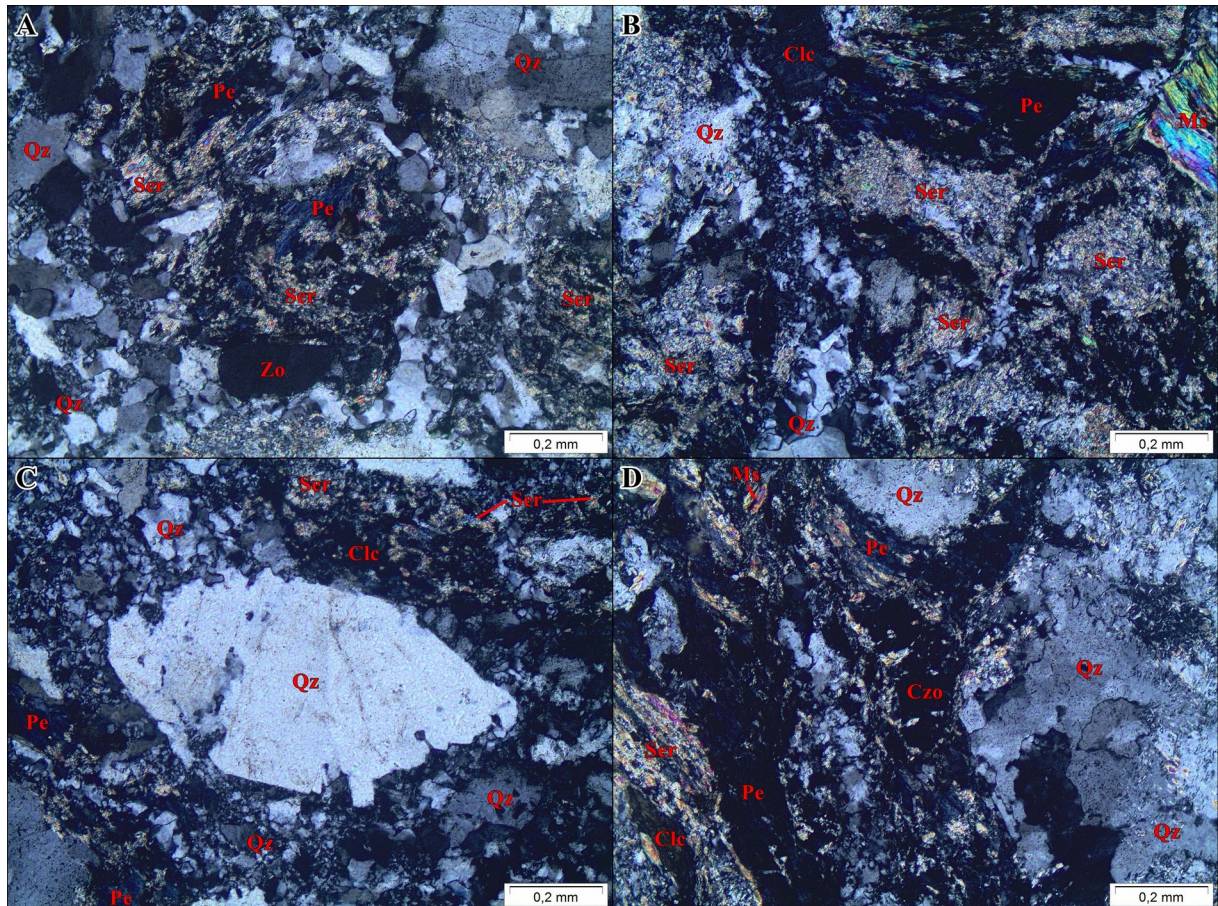
recristalizados em subgrãos e exibem extinção ondulante. Os quartzos hidrotermais da primeira geração ocorrem de maneira pervasiva, são anedrais, podem conter inclusões de minerais opacos (provavelmente sulfetos de Fe, Pb, As, Zn e Cu), estão um pouco deformados e recristalizados em subgrãos, e exibem extinção ondulante. Os quartzos hidrotermais da segunda geração estão disseminados na rocha, variam de 1 a 2 mm, são prismáticos subedrais a euedrais, também estão apenas um pouco deformados e recristalizados em subgrãos, e podem exibir extinção ondulante (Figura 28 C). Já os quartzos hidrotermais da terceira geração mostram-se de modo pervasivo e como vênulas milimétricas, são cristais muito finos ($< 0,1$ mm) e anedrais.

Também há gerações distintas de feldspatos (plagioclásios e k-feldspatos) na rocha, uma metamórfica e outra hidrotermal. Os feldspatos metamórficos foram quase totalmente alterados hidrotermalmente e substituídos por sericita, restando apenas alguns pseudomorfos prismáticos subedrais de sericita. Os feldspatos hidrotermais (adulária) ocorrem em vênulas de quartzo hidrotermal e foram um pouco alterados hidrotermalmente e substituídos por caolinita.

As cloritas foram parcialmente alteradas hidrotermalmente e substituídas por sericita e frequentemente apresentam inclusões ferruginosas opacas ao longo de clivagens $\{001\}$ perfeitas. Essas cloritas são produto da propilitização dos silicatos ferro-magnesianos (cpx + amp) que constituíam as rochas calcissilicáticas. A partir da alteração hidrotermal, o ferro dos silicatos ferro-magnesianos antecessores foi liberado e acumulou-se como óxido nas clivagens das cloritas neoformadas. Há duas variedades de clorita na rocha, clinocloro (cor de interferência cinza a cinza escuro) (Figura 28 D) e penina (cor de interferência azul escuro) (Figura 28 A e D).

Os epidotos ocorrem espacialmente associados as cloritas ou como vênulas milimétricas finas (espessuras $< 0,1$ mm) e foram parcialmente alterados hidrotermalmente e substituídos por sericita. Assim como as cloritas, também são produto da propilitização dos silicatos ferro-magnesianos (cpx + amp) que constituíam as rochas calcissilicáticas. Há duas variedades de epidoto na rocha, zoisita (extinção reta) (Figura 28 A) e clinozoisita (extinção oblíqua) (Figura 28 D).

Figura 28 – Aspectos microscópicos das rochas calcissilicáticas alteradas hidrotermalmente da zona mineralizada. (A) Penina quase totalmente sericitizada com zoisita associado. (B) Muscovita substituída sequencialmente por cloritas, penina e clinocloro, e sericita. (C) Cristal de quartzo hidrotermal da segunda geração um pouco consumido e substituído por quartzo hidrotermal da terceira geração nas bordas. (D) Penina, clinocloro e clinozoisita parcialmente sericitizados. Clc: clinocloro; Czo: clinozoisita; Ms: muscovita; Pe: penina; Qz: quartzo; Ser: sericita; Zo: zoisita.



Fonte: Elaborada pelo autor.

3.5.1.4 Xistos

São compostos por uma assembleia metamórfica de alta temperatura constituída por biotita + muscovita + quartzo + fibrolita + silimanita + opacos + k-feldspato + plagioclásio + xenotímio que foi superimposta por uma assembleia hidrotermal de baixa temperatura formada por muscovita + sericita + clorita + quartzo. Apresentam granulação muito fina a média e texturas inequigranular, subidioblástica, lepidoblástica a granolepidoblástica e decussada.

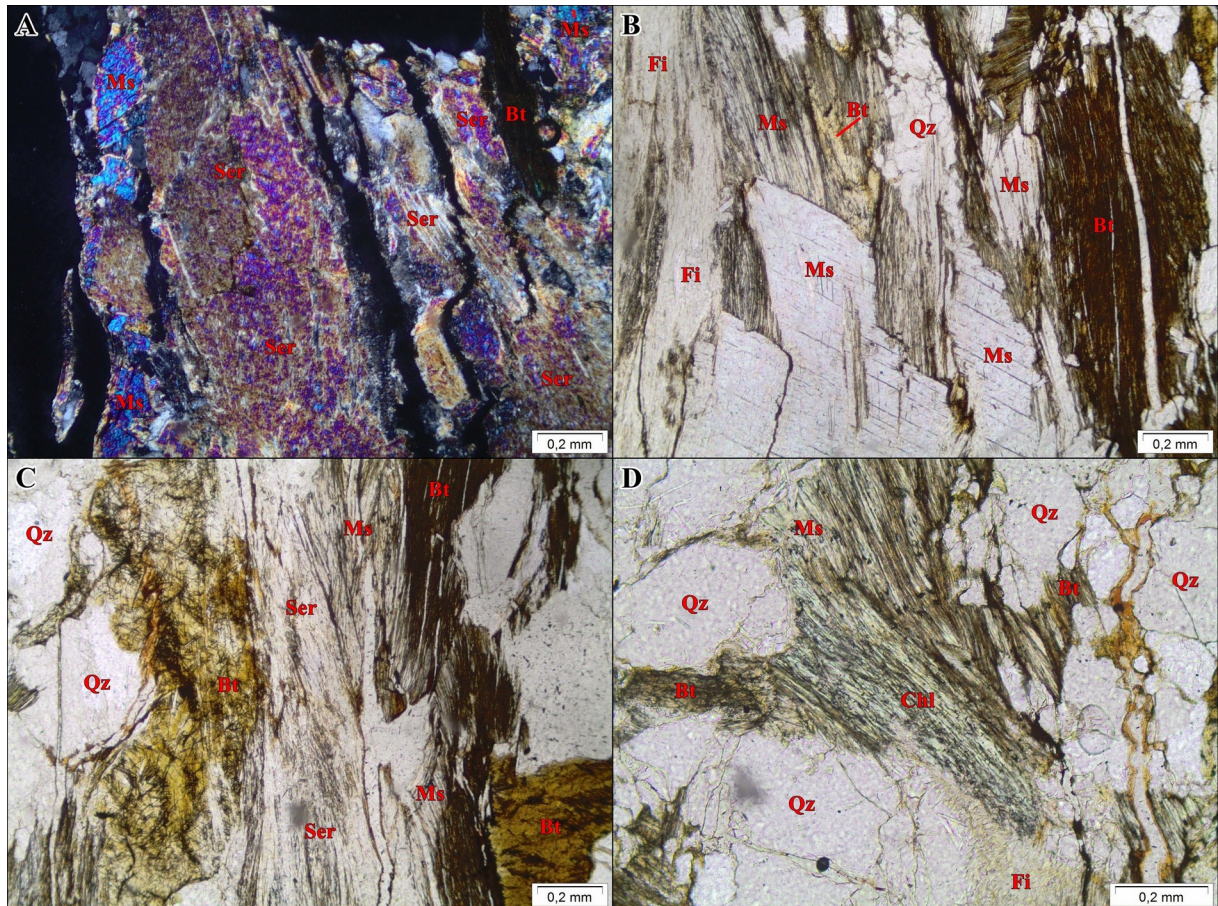
As biotitas estão orientadas de acordo com a foliação da rocha e deformadas

(kinkadas). Há duas gerações de biotitana rocha, uma metamórfica de alta temperatura e outra metamórfica de mais baixa temperatura. As biotitas metamórficas de alta temperatura foram apenas parcialmente alteradas hidrotermalmente e substituídas sequencialmente, sobretudo nas bordas, por muscovita, clorita e sericita (Figura 29 B e C), e apresentam inclusões aciculares de rutilo que se intersectam formando ângulos de 120° e 60° entre si (biotitas sageníticas). As biotitas metamórficas de mais baixa temperatura foram intensamente alteradas hidrotermalmente e substituídas sequencialmente por muscovita, clorita e sericita (Figura 29 B, C e D), e apresentam pequenas inclusões de rutilo e minerais opacos granulares anedrais ou romboédricas e cúbicos subedrais (provavelmente ilmenita e/ou titanomagnetita). Essas biotitas são produto da desestabilização das biotitas sageníticas em mais baixa temperatura. A partir da desestabilização das biotitas sageníticas, o titânio foi liberado e acumulou-se como inclusões de óxidos nas biotitas estáveis nas condições de mais baixa temperatura.

Também há gerações distintas de muscovita na rocha, uma metamórfica e duas hidrotermais. As muscovitas metamórficas são incolores, estão orientadas de acordo com a foliação da rocha, deformadas (kinkadas) e foram intensamente alteradas hidrotermalmente e substituídas por sericita. As muscovitas hidrotermais da primeira geração ocorrem substituindo as biotitas, devido a hidrolitização que afetou a rocha, e foram parcialmente alteradas hidrotermalmente e substituídas, juntas das biotitas, por clorita e sericita. Já as muscovitas hidrotermais da segunda geração são neoformadas, devido a outra fase de hidrolitização, pleocróicas, variando de incolores a esverdeadas, estão orientadas aleatoriamente sem direção preferencial (textura decussada) e foram pouco alteradas hidrotermalmente e substituídas por sericita (Figura 29 A).

Há duas gerações de quartzo na rocha, uma metamórfica e outra hidrotermal. Os cristais de quartzo metamórficos estão orientados de acordo com a foliação da rocha, deformados, recristalizados em subgrãos e exibem extinção ondulante. Os cristais de quartzo hidrotermais representam a silicificação que atingiu a rocha e ocorrem como vênulas milimétricas finas (espessuras < 0,1 mm) subparalelas à foliação da rocha.

Figura 29 – Aspectos microscópicos dos xistos alterados hidrotermalmente da zona mineralizada. (A) Muscovitas hidrotermais da segunda geração parcialmente sericitizadas. (B) Biotitas parcialmente cloritizadas associadas com biotita sagenítica quase totalmente substituída por muscovita e sobreposta por uma nova geração de muscovita hidrotermal. (C) Biotita sagenítica e biotitas de mais baixa temperatura substituídas sequencialmente por muscovita e sericita. (D) Biotita substituída sequencialmente por muscovita e clorita. Bt: biotita; Chl: clorita; Fi: fibrolita; Ms: muscovita; Qz: quartzo; Ser: sericita.



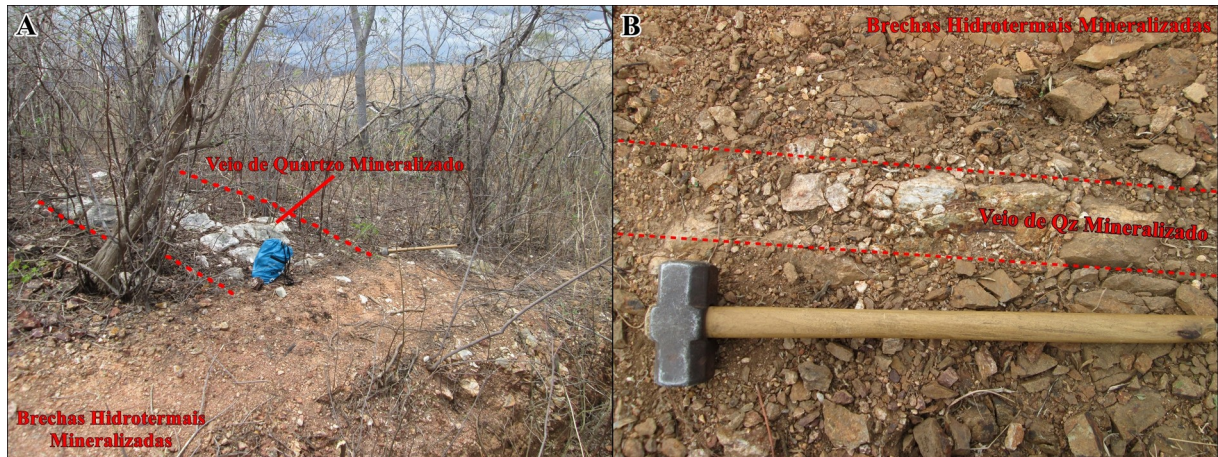
Fonte: Elaborada pelo autor.

3.5.2 Veios Mineralizados

Os veios de quartzo mineralizados (Figura 30) geralmente apresentam direções entre 75-90° Az e mergulham 40-45° para SSE. Tem espessuras que variam entre 15 cm e 1 m, e comprimentos que variam entre 1 m e 250 m. São compostos predominantemente por quartzo (90-95%) e sulfetos (0,5-3%). Pirita, galena, esfalerita e arsenopirita são os sulfetos mais abundantes. Calcopirita, bornita e covellita são comuns, contudo ocorrem em quantidades inferiores. O ouro geralmente está espacialmente associado e incluso nos sulfetos, entretanto também há quantidades importantes de ouro "livre", inclusos ou associados

especialmente ao quartzo. Muscovita, sericita, k-feldspato, caolinita e turmalina podem perfazer entre 1-2% do volume dos veios. Siderita, ankerita e barita podem estar presentes como acessórios.

Figura 30 - Veios de quartzo mineralizados cortando as rochas hospedeiras da Unidade Canindé brechadas e alteradas hidrotermalmente para brechas hidrotermais mineralizadas.



Fonte: Elaborada pelo autor.

3.5.3 Alterações Hidrotermais

Alteração hidrotermal generalizada, ligada à mineralização aurífera, sobrepôs quase totalmente as rochas metavulcanossedimentares da Unidade Canindé na zona mineralizada, alterando-as para brechas hidrotermais mineralizadas. As rochas hospedeiras foram alteradas hidrotermalmente devido as brechações relacionadas aos falhamentos e, conseqüentemente, interação com fluidos hidrotermais e veios de quartzo mineralizados. Alteração cálcica-sódica, potassificação, hidrolitização, propilitização, sericitização, carbonatação, silicificações, sulfetações e argilitização são as alterações hidrotermais diretamente associadas a mineralização. Alteração cálcica-sódica e potassificação, alterações hidrotermais de alta temperatura, são as alterações menos expressivas na zona mineralizada e afetaram apenas os anfíbolitos provocando a neoformação de escapolita + plagioclásio e biotita, respectivamente. Hidrolitização (neoformação de muscovita), propilitização (neoformação de clorita e/ou epidoto) e sericitização ocorreram sequencialmente, exceto nos anfíbolitos, dado que não foram atingidos por hidrolitização e sericitização, apenas por propilitização, que é marcada nesse tipo litológico pela neoformação de epidotos. Muscovita

neoformada substituída sequencialmente por clorita (sempre com epidoto associado nas rochas calcissilicáticas) e sericita é comum nos migmatitos, nas rochas calcissilicáticas e nos xistos da zona mineralizada. Carbonatação ocorreu junto a primeira geração de silicificação e causou a neoformação de siderita \pm ankerita nas brechas hidrotermais mineralizadas. Houveram três gerações distintas de silicificação, alteração hidrotermal mais abundante e pervasiva na zona mineralizada, durante a formação da mineralização aurífera, todas com sulfetações (pirita + galena + arsenopirita + esfalerita + calcopirita + bornita \pm molibdenita \pm bismutinita) associadas. A mineralização de ouro ocorreu acompanhada dessas silicificações e sulfetações. Argilitização foi a última alteração que incidiu nas brechas hidrotermais mineralizadas e ocasionou a neoformação de caulinita.

3.5.4 Petrografia das Brechas Hidrotermais Mineralizadas

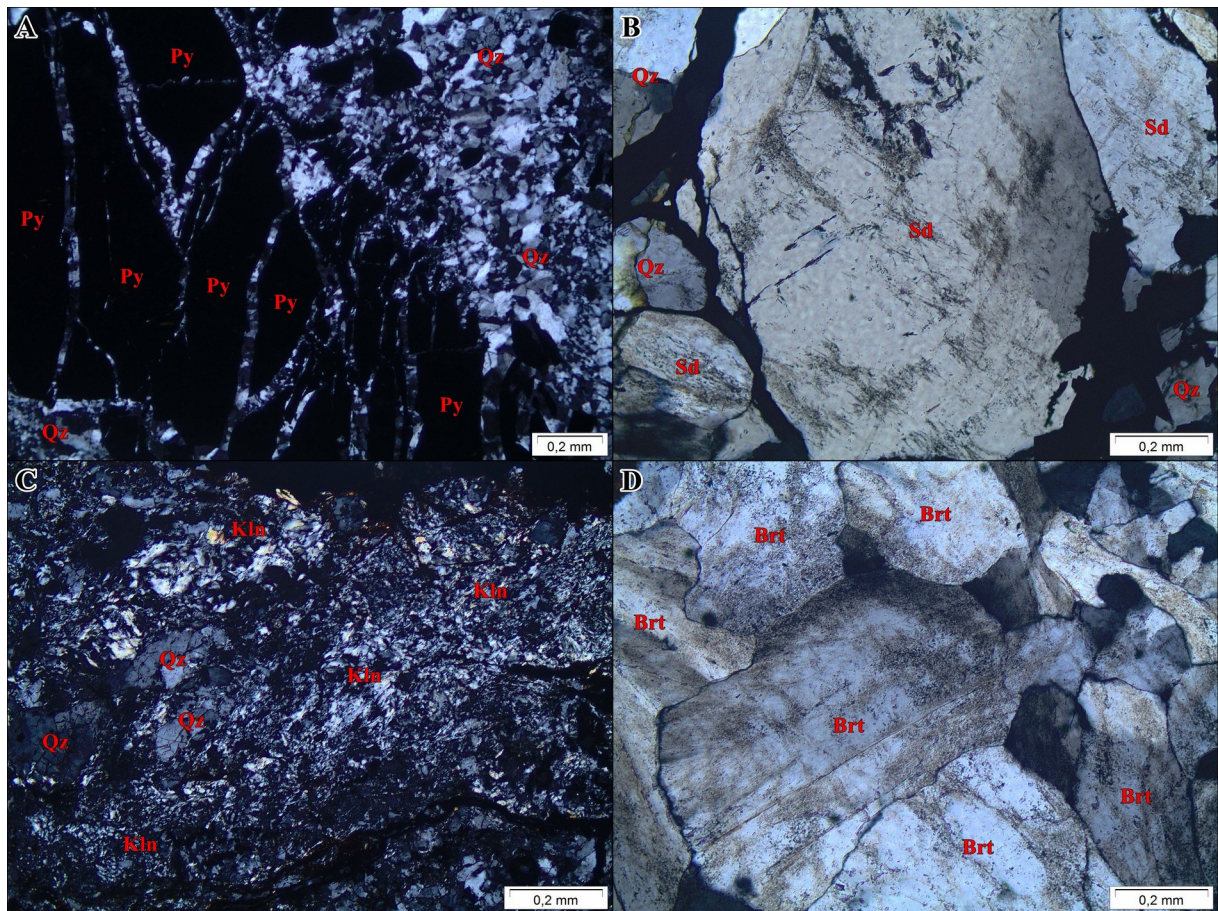
São compostas por quartzo (12 a 90%), hidróxido de ferro (3 a 52%), caulinita (1 a 10%), siderita (1 a 5 %), sulfetos (0,5 a 3%), k-feldspato (1 a 2 %), barita (1%) e ouro (< 1%). Apresentam granulação muito fina a grossa e texturas inequigranular, subidioblástica e granoblástica.

Há três gerações distintas de quartzo hidrotermal. Os cristais de quartzo hidrotermal da primeira geração ocorrem de maneira pervasiva, variam de 0,1 a 1 mm, são anedrais, podem conter inclusões de minerais opacos (provavelmente ouro/*electrum* e sulfetos de Fe, Pb, As, Zn e Cu). Estão recristalizados em subgrãos, fraturados e exibem extinção ondulante. Os cristais de quartzo hidrotermal da segunda geração estão disseminados nas brechas, são grossos (> 1 mm), prismáticos subedrais a euedrais, podem estar um pouco deformados e recristalizados em subgrãos, e exibem extinção reta ou um pouco ondulante. Já os cristais de quartzo hidrotermal da terceira geração mostram-se de modo pervasivo ou como vênulas milimétricas cortando as gerações anteriores, são muito finos (< 0,1 mm) e anedrais (Figura 31 A).

As sideritas ocorrem disseminadas associadas com quartzos hidrotermais da primeira geração, estão deformadas (fraturadas) e foram um pouco alteradas e substituídas, sobretudo nas bordas, por limonita (Figura 31 B). Os k-feldspatos (adulária) ocorrem disseminados ou em vênulas de quartzo e foram alterados hidrotermalmente e substituídos por caulinita muito fina (< 0,1 mm) (Figura 31 C). As baritas ocorrem como vênulas milimétricas

ou disseminadas (Figura 31 D).

Figura 31 - Aspectos microscópicos das brechas hidrotermais mineralizadas. (A) Pirita da segunda geração de sulfetação cortada por cristais de quartzo hidrotermal da terceira geração de silicificação. (B) Siderita um pouco alterada e substituída nas bordas por limonita associada com cristais de quartzo hidrotermal da primeira geração de silicificação. (C) Massas de caolinita muito fina (< 0,1 mm) substituindo quartzo. (D) Cristais de barita anedrais a prismáticos subedrais com clivagem {001} perfeita e cor de interferência de primeira ordem (cinza). Brt: barita; Kln: caolinita; Py: pirita; Qz: quartzo; Sd: siderita.



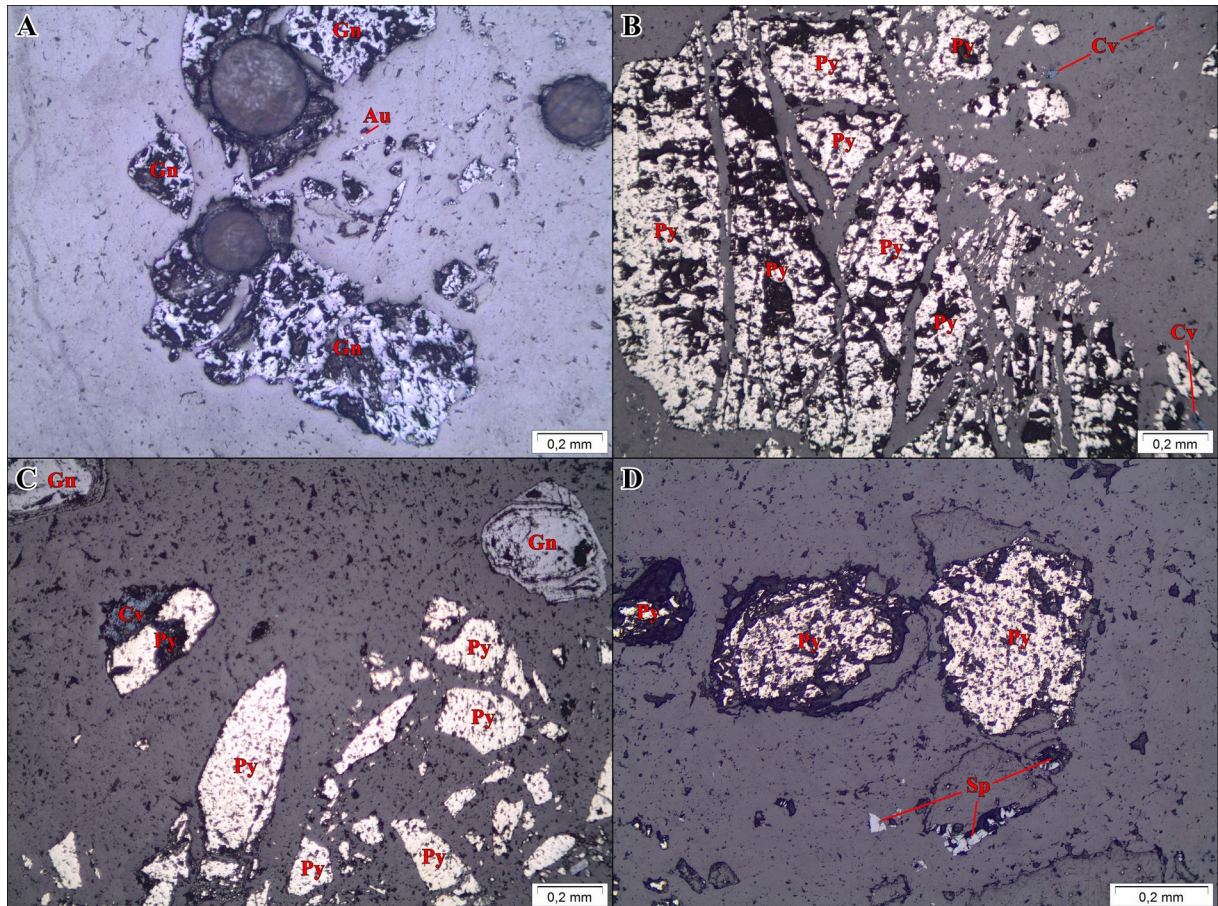
Fonte: Elaborada pelo autor.

Os hidróxidos de ferro (limonita) representam sulfetos da primeira geração e sideritas que foram alterados intempericamente. Ocorrem como massas grossas anedrais (> 2 mm) ou como pseudomorfos de sulfetos (pirita, galena, arsenopirita, etc.) e siderita subedrais a euedrais.

Há três gerações distintas de sulfetos. A primeira geração de sulfetos está associada com a primeira geração de quartzo hidrotermal. Os sulfetos dessa primeira geração foram totalmente alterados intempericamente e substituídos por limonita, restando apenas

alguns pseudomorfos subedrais a euedrais de pirita, galena, esfalerita e arsenopirita, e podem conter inclusões de ouro/*electrum*. A partir de análises químicas por MEV das limonitas foi identificado que a assembléia da primeira geração de sulfetos era composta por pirita + galena + arsenopirita + esfalerita + calcopirita + bornita ± molibdenita ± bismutinita. A segunda geração de sulfetos (Figura 32) está associada com a segunda geração de quartzo hidrotermal, é composta por pirita + galena + esfalerita + calcopirita + arsenopirita + bornita, os sulfetos variam de 0,1 a 2 mm, estão deformados (fraturados) e cortados pela terceira fase de silicificação, foram parcialmente alterados intempericamente e lixiviados e posteriormente um pouco alterados supergenicamente e substituídos por covellita e calcocita, e podem conter inclusões de ouro/*electrum*. A terceira geração de sulfetos está associada com a terceira geração de quartzo hidrotermal, é composta por pirita + esfalerita + galena + arsenopirita + calcopirita + bornita, os sulfetos ocorrem disseminados e são muito finos (< 0,01 mm).

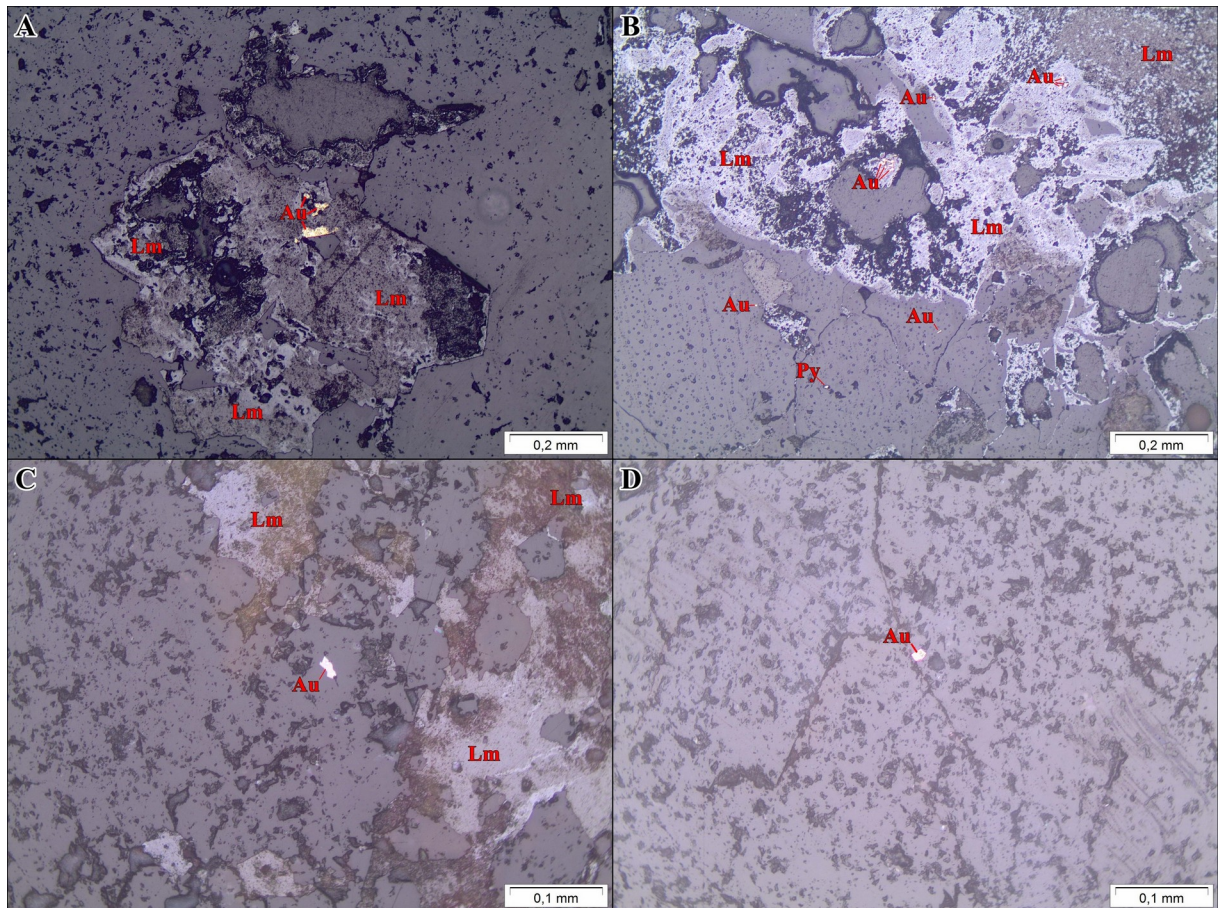
Figura 32 – Aspectos microscópicos dos sulfetos das brechas hidrotermais mineralizadas. (A) Cristais de galena da segunda geração de sulfetos com ouro associado. (B) Pirita da segunda geração de sulfetos cortada por veios de quartzo hidrotermal da terceira geração com covellita associada. (C) Cristais de pirita, galena e covellita disseminados na matriz silicática da brecha hidrotermal mineralizada. (D) Cristais de pirita e esfalerita da segunda geração de sulfetos disseminados na matriz silicática da brecha hidrotermal mineralizada. Au: ouro/*electrum*; Cv: covellita; Gn: galena; Py: pirita; Sp: esfalerita.



Fonte: Elaborada pelo autor.

O ouro ocorre espacialmente associado e incluso nos sulfetos (Figura 33 A e B) e nos cristais de quartzo (Figura 33 C e D) como grãos muito finos ($< 0,1$ mm) anedrais, são amarelos claros (*electrum*) (Figura 33 A e C) a dourados (Figura 33 B e D), possuem altíssima reflectância e isotropia.

Figura 33 – Aspectos microscópicos do ouro das brechas hidrotermais mineralizadas. (A) *Electrum* incluído em limonita bastante lixiviada que representa sulfetos da primeira geração de sulfetação que foram oxidados. (B) Ouro incluído em limonita, que representa sulfetos da primeira geração de sulfetação que foram oxidados, e em quartzo. (C) *Electrum* incluído em quartzo com limonitas associadas. (D) Ouro incluído em quartzo. Au: ouro/*electrum*; Lm: limonita; Py: pirita.



Fonte: Elaborada pelo autor.

3.6 Geoquímica de Rocha Total das Brecha Hidrotermais Mineralizadas

A composição química da assembleia mineral formada durante alteração hidrotermal reflete a composição química do fluido hidrotermal formador da mineralização (ZHU *et al.*, 2011). Por isso, com o intuito de demonstrar as potenciais mudanças químicas que afetaram as rochas encaixantes, identificar a associação elementar que constitui a mineralização e quantificar as concentrações de Au e Ag na mineralização, oito amostras de brechas hidrotermais mineralizadas foram analisadas geoquimicamente.

Tabela 1 – Resultado das análises químicas de rocha total dos elementos maiores e menores das brechas hidrotermais mineralizadas.

Elemento (%)	Amostras Brechas Hidrotermais Mineralizadas							
	CI02	CI05	CC03	CCG03	CCG04	CCG06	CCG11	CCG16
SiO ₂	45,7	12,6	89,49	89,62	81,04	53,55	73,42	>90
Al ₂ O ₃	1,47	2,9	0,99	0,87	2,27	8,37	1,65	0,73
Fe ₂ O ₃ t	44,27	52,34	3,63	3,32	11,81	26,15	17,86	4,83
CaO	0,07	0,04	0,02	0,03	0,01	0,03	0,03	0,04
Na ₂ O	0,02	0,07	0,04	0,05	0,03	0,05	0,05	0,04
K ₂ O	0,05	0,2	0,18	0,2	0,51	2,42	0,18	0,1
MgO	0,02	0,02	0,02	0,01	0,09	0,41	0,04	0,03
TiO ₂	0,03	0,04	0,04	0,03	0,05	0,34	0,05	0,03
MnO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	0,1	0,01
P ₂ O ₅	0,14	<0,01	0,06	0,04	0,1	0,11	0,08	<0,01
S	-	-	-	0,75	0,47	0,44	0,95	3,09
LOI	5,22	15,22	1,98	1,5	2,44	4,29	3,81	2,12
Total	97	83,44	96,46	96,43	98,83	96,16	98,22	101,02

Fonte: Elaborada pelo autor.

Os resultados das análises químicas indicam que as rochas hospedeiras da mineralização de ouro orogênico de Reriutaba foram enriquecidas em Si (12,6 a >90%) e empobrecidas em Ca (<0,1%), Mg (0,01 a 0,41%), Na (<0,1%), P (<0,01 a 0,14%) e Ti (0,03 a 0,34%) (Tabela 1). Silicificação é a alteração hidrotermal mais abundante e pervasiva na zona mineralizada, por isso as brechas hidrotermais mineralizadas apresentam altíssimas concentrações de Si. A baixa concentração de Ca nas brechas hidrotermais mineralizadas explica o papel de mineral acessório da ankerita, geralmente principal carbonato associado a mineralizações de ouro orogênico. Na mineralização de ouro orogênico de Reriutaba siderita é o carbonato mais abundante. As perdas de Mg e Na podem ser explicadas pela substituição de biotita e dos feldspatos por muscovita, sericita e caolinita devido as alterações hidrotermais. P e Ti normalmente são assumidos como elementos imóveis durante hidrotermalismo (GRANT, 1986), entretanto as baixíssimas concentrações desses elementos nas brechas hidrotermais mineralizadas indicam que houve grande perda de ambos durante as alterações hidrotermais, ainda mais levando em consideração que há quantidades razoáveis de apatita, xenotímio e de minerais titaníferos, tais como biotita sagenítica, titanita, rutilo e ilmenita, nas rochas hospedeiras da mineralização.

Tabela 2 – Resultado das análises químicas de rocha total dos elementos traços das brechas hidrotermais mineralizadas.

Elemento (ppm)	Amostras Brechas Hidrotermais Mineralizadas							
	CI02	CI05	CC03	CCG03	CCG04	CCG06	CCG11	CCG16
Ag	17	85	28	26	31	11	31	4
As	3539	9764	9844	931	1416	1105	2905	321
Au	0,721	7,069	9,543	5,063	31,663	17,593	2,929	0,997
Ba	141	109	587	1219	1827	271	422	113
Bi	-	-	-	2,86	8,38	29,27	4,34	0,21
Cu	359	5763	195	439	423	561	196	152
Mo	48	60	22	9	19	13	134	15
Pb	3200	>10000	>10000	5746	7658	9607	>10000	350
Sb	-	-	-	<10	<10	<10	<10	<10
Sn	<0,3	0,6	<0,3	1,1	0,8	3	1,6	0,5
Te	-	-	-	0,11	0,37	0,69	0,29	0,05
W	0,2	0,6	0,6	<0,1	<0,1	1,9	<0,1	<0,1
Zn	3885	2970	271	177	182	498	384	1031

Fonte: Elaborada pelo autor.

A mineralização tem uma associação elementar constituída por Fe (3 a 57%), Pb (3200 ppm a >1%), As (931 a 9844 ppm), Zn (177 a 3885 ppm), Cu (195 a 5763 ppm), Ba (109 a 1827 ppm), Ag e Au e é depletada em Sb (<10 ppm), Sn (<0,3 a 3 ppm), Te (0,05 a 0,69 ppm) e W (<0,1 a 1,9 ppm) (Tabela 2). A presença de pirita, galena, arsenopirita, esfalerita, calcopirita e bornita nas brechas hidrotermais mineralizadas reflete a adição de S, Fe, Pb, As, Zn e Cu pelas alterações hidrotermais, enquanto que a ocorrência de barita reflete o acréscimo de Ba. Concentrações de cerca de 1 a 30 ppm de Au e 4 a 85 ppm de Ag estão presentes nas brechas hidrotermais mineralizadas.

3.7 Discussões e Conclusões

Neste artigo apresentamos uma análise integrada de dados de campo, petrografia e geoquímica da mineralização de ouro de Reriutaba. O principal objetivo dessa pesquisa foi examinar a mineralização de ouro de Reriutaba para determinar qual o tipo de mineralização, quais as rochas hospedeiras da mineralização, a que tipos de alterações hidrotermais as rochas hospedeiras foram submetidas, e quais os controles estruturais envolvidos na gênese da mineralização.

Baseado nos dados levantados nesse trabalho, a mineralização de ouro de

Reriutaba exhibe características semelhantes às de mineralizações de ouro orogênico descritas por Bohlke (1982), Groves *et al.* (1998), McCuaig & Kerrich (1998), Goldfarb *et al.* (2001) e Groves *et al.* (2003). A mineralização de ouro de Reriutaba está localizada no Domínio Ceará Central da Província Borborema (cinturão orogênico Neoproterozóico), hospedada em rochas metavulcanossedimentares do fácies anfibolito (migmatitos, anfibolitos, rochas calcissilicáticas e xisto) deformadas da Unidade Canindé do Grupo Ceará. Formou-se em falhas de segunda e/ou terceira ordem de direção ENE/WSW da Zona de Cisalhamento Reriutaba (estrutura tectônica regional), que devido a percolação de fluidos hidrotermais foram preenchidas por veios de quartzo mineralizados e alteraram hidrotermalmente as rochas encaixantes para brechas hidrotermais mineralizadas. Propilitização (clorita + epidoto), sericitização, carbonatação (siderita ± ankerita), silicificação e sulfetação (pirita + galena + esfalerita + arsenopirita + calcopirita + bornita) são as principais alterações hidrotermais diretamente associadas com a mineralização. A mineralização de ouro ocorreu acompanhada da silicificação, alteração hidrotermal mais abundante e pervasiva na zona mineralizada, e da sulfetação. E apresenta baixo conteúdo de sulfetos (até 3%) tanto nos veios de quartzo mineralizados e nas brechas hidrotermais mineralizadas.

Embora esteja hospedada em rochas metamórficas do fácies anfibolito, a mineralização de ouro orogênico de Reriutaba não tem nenhuma associação com o metamorfismo de alto grau. Segundo Ridley *et al.* (2000) dependendo da temperatura dos sistemas hidrotermais, os depósitos de ouro orogênico podem apresentar assembleias de alteração hidrotermal de baixa temperatura, tal como sericita + carbonato + pirita, ou de mais altas temperaturas, tais como biotita + carbonato + pirita, biotita + anfibólio + pirrotita e biotita + diopsídio + pirrotita (assembleia de mais alta temperatura). Além disso, de acordo com Ridley *et al.* (2000) depósitos de ouro orogênico formados em condições do fácies anfibolito apresentam particularmente variáveis adições de Na ou Ca. A assembleia de alteração hidrotermal das rochas encaixantes da mineralização de ouro orogênico de Reriutaba, constituída por clorita + epidoto + sericita + siderita + sulfetos, é tipicamente de mais baixa temperatura, além do mais a zona mineralizada foi extremamente empobrecida em Na e Ca durante as alterações hidrotermais. Logo, a formação da mineralização está associada com metamorfismo de mais baixo grau que afetou as rochas metavulcanossedimentares da Unidade Canindé do Grupo Ceará durante os últimos estágios da Orogênese Brasileiro.

4 CONCLUSÕES

Nesse trabalho foi apresentado uma análise integrada de dados aerogeofísicos, imagens de sensores remotos, dados de campo, petrografia e geoquímica da mineralização de ouro de Reriutaba e região. O principal objetivo dessa pesquisa foi estudar a mineralização de ouro de Reriutaba por meio de cartografia geológica integrada com dados aerogeofísicos e imagens de sensores remotos, petrografia e geoquímica para determinar qual o tipo de mineralização, quais as rochas hospedeiras da mineralização, a que tipos de alterações hidrotermais as rochas hospedeiras foram submetidas, e quais os controles estruturais envolvidos na gênese da mineralização.

A partir dos dados aerogamaespectrométricos foi possível observar a concentração e a distribuição dos isótopos radioativos de K, Th e U nas rochas, o que permitiu a identificação de unidades litoestratigráficas e regiões com concentrações anômalas de K, que correspondem a áreas com alterações hidrotermais. Potassificação, propilitização e, por vezes, carbonatação e silicificação são as alterações hidrotermais que afetaram as rochas nessas zonas alteradas hidrotermalmente. Apesar de apresentar em algumas amostras minerais hidrotermais ricos em potássio, tais como biotita, muscovita, sericita e k-feldspato, a mineralização de ouro não está diretamente associada com nenhuma dessas regiões com concentrações anômalas de K. Isso se deve ao fato de que a mineralização de ouro ocorreu associada a silicificação, alteração hidrotermal mais abundante e pervasiva na zona mineralizada, que sobrepôs quase totalmente as alterações hidrotermais de mais alta temperatura, tais como potassificação, hidrolitização, etc.

Os dados aeromagnetométricos revelaram unidades litoestratigráficas magnéticas ou não e lineamentos magnéticos, o que auxiliou a interpretação litoestrutural da área de estudo. Os lineamentos magnéticos apresentam majoritariamente direção NE-SW, representando foliações relacionadas as principais estruturas da região de estudo, Zona de Cisalhamento Sobral – Pedro II (Lineamento Transbrasiliano) e Zona de Cisalhamento Reriutaba. Também foi observado que a mineralização de ouro está localizada numa zona não magnética, ou seja, não há minerais magnéticos (magnetita e pirrotita) associados a mineralização. Magnetita não é comum em mineralizações de ouro orogênico pois geralmente os fluidos hidrotermais que formam esse tipo de mineralização apresentam alta fugacidade de enxofre, o que não permite a cristalização de magnetita e sim de pirita, normalmente sulfeto

mais abundante nesse tipo de mineralização. Pirrotita é comum nas mineralizações de ouro orogênico de alta temperatura (RIDLEY *et al.* 2000), formadas no fácies anfibolito ou granulito. A mineralização de Reriutaba está hospedada em rochas metamórficas do fácies anfibolito, porém não há pirrotita associada, indicando que a mineralização de ouro de Reriutaba não foi formada durante o metamorfismo de alto grau da Orogênese Brasileiro e sim durante um metamorfismo de mais baixo grau associado aos últimos estágios da orogênese.

Os resultados obtidos a partir das imagens de sensores remotos melhoraram a interpretação de algumas unidades litoestratigráficas e dos lineamentos estruturais da área de estudo. Os lineamentos estruturais também apresentam essencialmente direção NE-SW, porém outros dois *trends* nas direções NNE-SSW e E-W também foram reconhecidos e representam falhas relacionadas com a Zona de Cisalhamento Reriutaba, estruturas secundárias e/ou terciárias da zona de cisalhamento. Também foi observado que a mineralização de ouro está localizada numa região bastante densa em termos de lineamentos estruturais, mostrando que a zona mineralizada foi altamente afetada por deformação dútil, onde fluidos hidrotermais percolaram através de falhas e fraturas e formaram veios de quartzo mineralizados e alteraram as rochas encaixantes para brechas hidrotermais mineralizadas. Na zona mineralizada falhas ENE-WSW de direções 75-90° Az são as principais estruturas que controlam a distribuição dos veios mineralizados e foram por onde os fluidos hidrotermais percolaram e alteraram as rochas encaixantes para brechas hidrotermais mineralizadas.

Baseado nos dados levantados nesse trabalho, a mineralização de ouro de Reriutaba exhibe características semelhantes às de mineralizações de ouro orogênico descritas por Bohlke (1982), Groves *et al.* (1998), McCuaig & Kerrich (1998), Goldfarb *et al.* (2001) e Groves *et al.* (2003). A mineralização de ouro de Reriutaba está localizada no Domínio Ceará Central da Província Borborema (cinturão orogênico Neoproterozóico), hospedada em rochas metavulcanossedimentares do fácies anfibolito (migmatitos, anfibolitos, rochas calcissilicáticas e xisto) deformadas da Unidade Canindé do Grupo Ceará. Formou-se em falhas de segunda e/ou terceira ordem de direção ENE/WSW da Zona de Cisalhamento Reriutaba (estrutura tectônica regional), que devido a percolação de fluidos hidrotermais foram preenchidas por veios de quartzo mineralizados e alteraram hidrotermalmente as rochas encaixantes para brechas hidrotermais mineralizadas. Propilitização (clorita + epidoto), sericitização, carbonatação (siderita ± ankerita), silicificação e sulfetação (pirita + galena +

esfalerita + arsenopirita + calcopirita + bornita) são as principais alterações hidrotermais diretamente associadas com a mineralização. A mineralização de ouro ocorreu acompanhada da silicificação, alteração hidrotermal mais abundante e pervasiva na zona mineralizada, e da sulfetação. E apresenta baixo conteúdo de sulfetos (até 3%) tanto nos veios de quartzo mineralizados e nas brechas hidrotermais mineralizadas.

Embora esteja hospedada em rochas metamórficas do fácies anfíbolito, a mineralização de ouro orogênico de Reriutaba não tem nenhuma associação com o metamorfismo de alto grau. Segundo Ridley *et al.* (2000) dependendo da temperatura dos sistemas hidrotermais, os depósitos de ouro orogênico podem apresentar assembleias de alteração hidrotermal de baixa temperatura, tal como sericita + carbonato + pirita, ou de mais altas temperaturas, tais como biotita + carbonato + pirita, biotita + anfíbólio + pirrotita e biotita + diopsídio + pirrotita (assembleia de mais alta temperatura). Além disso, de acordo com Ridley *et al.* (2000) depósitos de ouro orogênico formados em condições do fácies anfíbolito apresentam particularmente variáveis adições de Na ou Ca. A assembleia de alteração hidrotermal das rochas encaixantes da mineralização de ouro orogênico de Reriutaba, constituída por clorita + epidoto + sericita + siderita + sulfetos, é tipicamente de mais baixa temperatura, além do mais a zona mineralizada foi extremamente depletada em Na e Ca durante as alterações hidrotermais. Logo, a formação da mineralização está associada com metamorfismo de mais baixo grau que afetou as rochas metavulcanossedimentares da Unidade Canindé do Grupo Ceará durante os últimos estágios da Orogênese Brasileiro.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, Fernando Flávio Marques de; HASUI, Yociteru; BRITO NEVES, Benjamim Bley de; FUCK, Reinardt Adolfo. Províncias estruturais brasileiras. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE*, 8., 1977, Campina Grande. **Atas...** Campina Grande: SBG, 1977. p. 363-391.
- AMARAL, Wagner da Silva; SANTOS, Ticiano José Saraiva dos; WERNICK, Eberhard; NOGUEIRA NETO, José de Araújo; DANTAS, Elton Luiz; MATTEINI, Massimo. *High-pressure granulites from Cariré, Borborema Province, NE Brazil: Tectonic setting, metamorphic conditions, and U-Pb, Lu-Hf, and Sm-Nd geochronology*. **Gondwana Research**, Osaka, v. 22, n. 3-4, p. 892-909, 2012.
- ARAUJO, Carlos Eduardo Ganade de; CORDANI, Umberto Giuseppe; WEINBERG, Roberto F.; BASEI, Miguel Ângelo Stipp; ARMSTRONG, Richard; SATO, Kei. *Tracing Neoproterozoic subduction in the Borborema Province (NE-Brazil): Clues from U-Pb geochronology and Sr-Nd-Hf-O isotopes on granitoids and migmatites*. **Lithos**, Oslo, v. 202-203, n. 1, p. 167-189, 2014.
- ARCHANJO, Carlos J.; LAUNEAU, Patrick; HOLLANDA, Maria Helena Bezerra Maia de; MACEDO, José Wilson P.; LIU, Dunyi. *Scattering of magnetic fabrics in the Cambrian alkaline granite of Meruoca (Ceará state, northeastern Brazil)*. **International Journal of Earth Sciences**. Berlim, v. 98, n. 8, p. 1793-1807, 2009.
- ARTHAUD, Michel Henri. **Evolução neoproterozóica do grupo Ceará (Domínio Ceará Central): da sedimentação à colisão continental Brasileira**. 2007. 170 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Universidade de Brasília, Brasília, 2007.
- ARTHAUD, Michel Henri; CABY, Renauld; FUCK, Reinardt Adolfo; DANTAS, Elton Luiz; PARENTE, Clóvis Vaz. *Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa*. *In: PANKHURST, R. J.; TROUW, R. A. J.; BRITO NEVES, Benjamim Bley de; DE WIT, M. J. (Org.)*. **West Gondwana Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region**. Londres: Geological Society, 2008. p. 49-67.
- ARTHAUD, Michel Henri; FUCK, Reinardt Adolfo; DANTAS, Elton Luiz; SANTOS, Ticiano José Saraiva dos; CABY, Renauld; ARMSTRONG, Richard. *The Neoproterozoic Ceara Group, Ceara Central domain, NE Brazil: Depositional age and provenance of detrital material. New insights from U-Pb and Sm-Nd geochronology*. **Journal of South American Earth Sciences**, Oxford, v. 58, n. 1, p. 223-237, 2015.
- BLUM, Marcelo de Lawrence Bassay. **Processamento e interpretação de dados de geofísica aérea no Brasil Central e sua aplicação à geologia regional e à prospecção mineral**. 1999. 247 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Universidade de Brasília, Brasília, 1999.
- BOHLKE, John Karl. *Orogenic (metamorphic-hosted) gold-quartz veins*. **U. S. Geological Survey**, Reston, *Open-File Report* 82-795, 1982.

BRITO NEVES, Benjamim Bley; PASSARELLI, Cláudia Regina; BASEI, Miguel Ângelo Stipp; SANTOS, E. J.. *U-Pb age of some classic granites of the Borborema Province. In: South American Symposium of Isotope Geology, 4., 2003, Salvador. Short Papers...* Salvador: CBPM, 2003. p. 158-159.

CAVALCANTE, José Carvalho; VASCONCELOS, Antonio Maurilio; MEDEIROS, Marcelo de Freitas; PAIVA, Iaponira Gomes; GOMES, Francisco Edson Mendonça; CAVALCANTE, Selêucis Nogueira; CAVALCANTE, José Emilson; MELO, Antônio Celso R. de; DUARTE NETO, Vicente Calixto; BENEVIDES, Homero Coelho. **Mapa geológico do estado do Ceará.** Fortaleza: CPRM, 2003. Escala 1:500.000

CASTRO, Neivaldo Araújo de. **Evolução geológica proterozóica da região entre Madalena e Taparuaba, domínio tectônico Ceará Central (Província Borborema).** 2004. 335 f. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2004.

CASTRO, Neivaldo Araújo de; GANADE DE ARAUJO, Carlos Eduardo; BASEI, Miguel Ângelo Stipp; OSAKO, Liliane S.; NUTMAN, Alan A.; LIU, Dunyi. *Ordovician A-type granitoid magmatism on the Ceará Central Domain, Borborema Province, NE-Brazil. Journal of South American Earth Sciences.* Oxford, v. 36, n. 1, p. 18-31, 2012.

CHAVEZ, Pat S.; BERLIN, G. L.; SOWERS, L. B.. *Statistical method for selecting landsat MSS ratios. Journal of Applied Photogrametric Engineering,* Springfield, v. 8, n. 1, p. 30-32, 1982.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. **Mapa de Jazimentos Auríferos Área CE-01 Reriutaba / Ipu – Ceará.** Recife, 1998.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. **Projeto Reriutaba Estudo de Viabilidade de Pesquisa.** Recife, 1977.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. **Projeto Reriutaba Plano de Prospecção Preliminar.** Recife, 1976.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. **Projeto Reriutaba Relatório Final de Pesquisa.** Recife, 1980.

COSTA, Felipe Grandjean da, GANADE DE ARAUJO, Carlos Eduardo; AMARAL, Wagner da Silva; VASCONCELOS, Antonio Maurilio; RODRIGUES, Joseneusa Brilhante. *U-Pb (LA-ICPMS) zircon ages and Nd isotopes for granitoids of the Tamboril-Santa Quitéria Complex, Ceará Central Domain: implication for neoproterozoic syncollisional magmatism in north Borborema Province. Geologia USP – Série Científica,* São Paulo, v. 13, n. 2, p. 159-174, 2013.

FERREIRA, Valderéz Pinto; SIAL, Alcides Nóbrega; JARDIM DE SÁ, Emanuel Ferraz. *Geochemical and isotopic signatures of Proterozoic granitoids in terranes of the Borborema structural province, northeastern Brazil. Journal of South American Earth Sciences.* Oxford, v. 11, n. 5, p. 439-455, 1998.

FETTER, Allen Hutcheson. *U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará state, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of Gondwana*. 1999. 164 f. Tese (Doutorado em Geologia) – University of Kansas, Lawrence, 1999.

FETTER, Allen H.; SANTOS, Ticiano José Saraiva dos; VAN SCHMUS, William R.; Hackspacher, Peter Christian; BRITO NEVES, Benjamin Bley de; ARTHAUD, Michel Henry; NOGUEIRA NETO, José de Araújo; WERNICK, Eberhard. *Evidence for Neoproterozoic Continental Arc Magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the Assembly of West Gondwana*. *Gondwana Research*, Osaka, v. 6, n. 2, p. 265-273, 2003.

GARCIA, Maria da Glória Motta; ARTHAUD, Michel Henri. Caracterização de trajetória P-T em *nappes* brasileiras: região de Boa Viagem/Madalena – Ceará Central (NE Brasil). *Revista de Geologia*. Brasil, v. 17, n. 1, p. 173-191, 2004.

GARCIA, Maria da Glória Motta; ARTHAUD, Michel Henri; SANTOS, Ticiano José Saraiva dos; NOGUEIRA NETO, José de Araújo. Retroeclogitos nas *nappes* brasileiras do Domínio Ceará Central, Província Borborema: dados texturais e termobarométricos preliminares. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 43., 2006, Aracajú. *Anais...* Aracajú: SBG, 2006. p. 23.

GNOJEK, Ivan; PRICHYSTAL, Antonín. *A new zinc mineralization detected by airborne gamma-ray spectrometry in northern Moravia (Czechoslovakia)*. *Geoexploration*, Trondheim, v. 23, n. 4, p. 491-502, 1985.

GOLDFARB, Richard J.; GROVES, David I.; GARDOLL, Stephen. *Orogenic gold and geologic time: a global synthesis*. *Ore Geology Reviews*, Holanda, v. 18, n. 1, p. 1-75, 2001.

GRANT, James A.. *The isocon diagram: a simple solution to Gresens' equation for metassomatic alteration*. *Economic Geology*, Estados Unidos da América, v. 81, n. 8, p. 1976-1982, 1986.

GROVES, David I.; GOLDFARB, Richard J.; GEBRE-MARIAM, Musie; HAGEMANN, Steffen Gerd; ROBERT, François. *Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types*. *Ore Geology Reviews*, Holanda, v. 13, n. 1, p. 7-27, 1998.

GROVES, David I.; GOLDFARB, Richard J.; ROBERT, François; HART, Craig J. R.. *Gold Deposits in Metamorphic Belts: Overview of Current Understanding, Outstanding Problems, Future Research, and Exploration Significance*. *Economic Geology*, Estados Unidos da América, v. 98, n. 1, p. 1-29, 2003.

GUNN, P. J.. *Interpretation of airborne magnetic and radiometric surveys*. Canberra: AGSO, 1998.

MARTINS, G. *Litogeoquímica e controles geocronológicos da Suíte Metamórfica Algodões-Choró*. 2000. 225 f. Tese (Doutorado em Metalogênese) – Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2000.

- MARTINS, Guttenberg.; OLIVEIRA, Elson Paiva de; SOUZA FILHO, Carlos Roberto; LAFON, Jean-Michel. *Geochemistry and geochronology of the Algodões Sequence, Ceará, NE Brazil: a paleoproterozoic magmatic arc in the Central Ceará domain of the Borborema Province?*. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: SBG, 1998. p. 28.
- MENESES, Paulo Roberto; ALMEIDA, Tati de. **Introdução ao processamento de imagens de sensoriamento remoto**. Brasília: UnB, 2002.
- MCCUAIG, T. Campbell; KERRICH, Robert. *P-T-t-deformation-fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systematics*. **Ore Geology Reviews**, Holanda, v. 12, n. 1, p. 381-453, 1998.
- MINTY, Brian R. S.. *Simple micro-levelling for aeromagnetic data*. **Exploration Geophysics**, Camberra, v. 22, n. 4, p. 591-592, 1991.
- NABIGHIAN, Misac N.. *The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: it's properties and use for automated anomaly interpretation*. **Geophysics**, Tulsa, v. 37, n. 3, p. 507-517, 1972.
- NOGUEIRA, Johnson Fernandes. **Estrutura, geocronologia e alojamento dos batólitos de Quixadá, Quixeramobim e Senador Pompeu – Ceará Central**. 2004. 140 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2004.
- NOGUEIRA NETO, José de Araújo. **Evolução geodinâmica das faixas granulíticas de Granja e Cariré, extremo noroeste da Província Borborema**. 2000. 171 f. Tese (Doutorado em Geologia) – Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2000.
- NOGUEIRA NETO, José de Araújo; FETTER, Allen Hutcheson; LEGRAND, J. M.; SANTOS, Ticiano José Saraiva dos; HACKSPACHER, Peter Christian. Idade Neoproterozóica em Granulitos de Cariré (NW do Ceará): U/Pb em Titanita e Idade Modelo (TDM) - Resultados Iniciais. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 6., 1997, Pirenópolis. **Resumos Expandidos...** Pirenópolis: SBG, 1997, p. 101-103.
- PARENTE, Clóvis Vaz; SILVA FILHO, Wellington Ferreira; ALMEIDA, Afonso Rodrigues. Bacias do Estágio da Transição do Domínio Setentrional da Província Borborema. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO NEVES, Benjamim Bley (Org.). **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Editora Beca, 2004. p. 525-536.
- PIRES, Augusto César Bittencourt. Identificação geofísica de áreas de alteração hidrotermal, Crixás-Guarinos, Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 25, n. 1, p. 61-68, 1995.
- RAMOS, Lara Nigro Rodrigues Alves. **Dados gamaespectrométricos e magnetométricos aéreos aplicados ao mapeamento geológico e à exploração de ouro na região de Fazenda Nova, porção leste do Arco Magmático de Arenópolis – GO**. 2010. 165 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Universidade de Brasília, Brasília, 2010.

RIDLEY, John R.; GROVES, David I.; KNIGHT, Joseph T.. *Gold deposits in amphibolite and granulite facies terranes of the Archean Yilgarn craton, Western Australia: Evidence and implications for synmetamorphic mineralization. **Reviews in Economic Geology***, Estados Unidos da América, v. 11, n. 1, p. 265-290, 2000.

SABINS, Floyd F.. Remote sensing for mineral exploration. ***Ore Geology Reviews***, Holanda, v. 14, n. 3-4, p. 157-183, 1999.

SANTOS, Ticiano José Saraiva dos; FETTER, Allen Hutcheson; HACKSPACHER, Peter Christian; VAN SCHMUS, William Randall; NOGUEIRA NETO, José de Araújo. *Neoproterozoic tectonic and magmatic episodes in the NW sector of Borborema Province, NE Brazil, during assembly of Western Gondwana. **Journal of South American Earth Sciences***, Oxford, v. 25, n. 3, p. 271-284, 2008.

SANTOS, Ticiano José Saraiva dos; GARCIA, Maria da Glória Motta; AMARAL, Wagner Silva; CABY, Renauld; WERNICK, Eberhard; ARTHAUD, Michel Henry; DANTAS, Elton Luiz; SANTOSH, M.. *Relics of eclogite facies assemblages in the Ceará Central Domain, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of West Gondwana. **Gondwana Research***, Osaka, v. 15, n. 3-4, p. 454-470, 2009.

TEIXEIRA, Marcus Leandro de Andrade. **Integração de dados aerogeofísicos, geológicos e isotópicos do limite norte do Complexo Tamboril – Santa Quitéria – CE (Província Borborema)**. 2005. 91 f. Dissertação (Mestrado em Geologia Regional) – Universidade de Brasília, Brasília, 2005.

THURSTON, Jeffrey B.; SMITH, Richard S.. *Automatic conversion of magnetic data to depth, dip and susceptibility contrast using the SPI (TM) method. **Geophysics***, Tulsa, v. 62, n. 3, p. 807-813, 1997.

VAN DER MEER, Freek D.; VAN DER WERFF, Harald M. A.; VAN RUITENBEEK, Frank J. A.; HECKER, Chris A.; BAKKER, Win H.; MARLEEN, F. Noomen; VAN DER MEIJDE, Mark; CARRANZA, E. John M.; DE SMETH, J. Boudewijn; WOLDAI, Tsehaie. *Multi- and hyperspectral geologic remote sensing: A review. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation***, Amsterdã, v. 14, n. 1, p. 112-128, 2012.

VASCONCELLOS, Ricardo Moacyr de; METELO, Mário José; MOTTA, Antônio Carlos; GOMES, Raimundo Dias. **Geofísica em levantamentos geológicos no Brasil**. Rio de Janeiro: CPRM, 1994.

ZHU, Yongfeng; AN, Fang; TAN, Juanjuan. Geochemistry of hydrothermal gold deposits: A review. ***Geoscience Frontiers***, Pequim, v. 2, n. 3, p. 367-374, 2011.