



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
CURSO DE GEOLOGIA

CLAUDIA ESTEFANI RODRIGUES SARAIVA
THAINARA FREIRES RODRIGUES

MAPEAMENTO GEOLÓGICO E PETROGRAFIA DAS OCORRÊNCIAS DE
COBRE DA BACIA DE CARNAUBINHA, PIO IX - PI

FORTALEZA
2018

CLAUDIA ESTEFANI RODRIGUES SARAIVA
THAINARA FREIRES RODRIGUES

MAPEAMENTO GEOLÓGICO E PETROGRAFIA DAS OCORRÊNCIAS DE COBRE DA
BACIA DE CARNAUBINHA, PIO IX - PI

Monografia apresentada ao Curso de Geologia
do Departamento de Geologia da Universidade
Federal do Ceará, como requisito parcial para
obtenção do título de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Gabriel Valentim Berni.

Co-orientador: Prof. Dr. Clóvis Vaz Parente

FORTALEZA

2018

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Universidade Federal do Ceará
Biblioteca Central do Campus do Pici

-
- S246m Saraiva, Claudia Estefani Rodrigues.
Mapeamento geológico e petrografia das ocorrências de cobre da Bacia de Carnaubinha, Pio IX - PI / Claudia Estefani Rodrigues Saraiva, Thainara Freires Rodrigues. – 2018.
121 f. : il. color.
- Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências, Curso de Geologia, Fortaleza, 2018.
Orientação: Prof. Dr. Gabriel Valentim Berni.
Coorientador: Prof. Dr. Clóvis Vaz Parente.
1. Mapeamento geológico. 2. Águas subterrâneas I. Rodrigues, Thainara Freires. II. Título.

CDD 551

CLAUDIA ESTEFANI RODRIGUES SARAIVA

THAINARA FREIRES RODRIGUES

MAPEAMENTO GEOLÓGICO, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DAS OCORRÊNCIAS
DE COBRE DA BACIA DE CARNAUBINHA, PIO IX - PI

Monografia apresentada ao Curso de Geologia
do Departamento de Geologia da Universidade
Federal do Ceará, como requisito parcial para
obtenção do título de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Gabriel Valentim Berni.

Co-orientador: Prof. Dr. Clóvis Vaz Parente

Aprovado em: ___/___/___

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Gabriel Valentim Berni (orientador)
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof. Dr. César Ulisses Vieira Veríssimo
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Prof^a. Dra. Lucilene Dos Santos
Universidade Federal do Ceará (UFC)

AGRADECIMENTOS

Agradecemos primeiramente a Deus, nossas famílias e ao Professor Gabriel pelos ensinamentos, apoio, disposição e paciência. Agradecemos também ao Professor Clóvis pelos ensinamentos e incentivo não só para a realização deste trabalho, mas ao longo de nossas vidas acadêmicas.

Agradecemos aos professores Daniel, Tereza, Cristiano, César, Lucilene e Belmino pelos conhecimentos e incentivos transmitidos a nós ao longo de todo o curso, que foram muito importantes para chegarmos até aqui.

Agradecemos aos servidores Joel, pelo apoio técnico na produção de nossas lâminas, Júnior e Leal, por terem sido solícitos e pela paciência conosco, principalmente durante esse período final.

Agradecemos a nossa turma pela companhia divertida ao longo desses cinco anos.

Eu, Thainara, agradeço a Deus pela família que me tem dado, e pelo imenso apoio, incentivo e amor dos meus pais, Maria e Antônio, especialmente pelo incentivo de minha Mãe. Aos meus irmãos, Thiago e Vinicius, pela força, carinho e descontração de sempre.

Ao meu namorado, companheiro e amigo, Eryck, pelo imenso apoio e incentivo, por acreditar em mim mais que eu mesma. Obrigada por todos os momentos ao longo desses anos, por estar sempre ao meu lado.

Aos meus queridos amigos do Intensivo de Atividades, Laryssa, Eduardo, David, Diego, Niégela, Robert e Linara, que sempre foram suporte, companhia e descontração imprescindíveis para minha chegada até aqui. E em especial a minha amiga Claudia, parceira de TCC, por ter aguentado todos os sufocos comigo e não ter cessado o trabalho para realização deste relatório de graduação.

Eu, Claudia, agradeço a minha família, em especial a minha mãe, por todo o amor, carinho e paciência ao longo de todos esses anos.

A todos da empresa Geoscan, em especial aos meus chefinhos Caio, Eduardo e Cristian por toda compreensão ao longo desses últimos meses e, claro, obrigada Camila por todas as risadas, idas ao MC Donald's, conversas e tudo mais, sem você os dias cheios de trabalho não seriam tão animados, você é a alegria da empresa!!

Agradeço ao pessoal do LGPSR-UFC pelos anos que fiz parte dessa equipe e pelos ensinamentos adquiridos. Obrigada Jackson por todo o apoio, críticas, paciência e discussões, você foi fundamental ao longo desses anos.

Claro, não poderia esquecer da galerinha do Intensivo de Atividades, em especial Laryssa, Eduardo, Robert, David e Eryck, obrigada por todos os momentos. Thainara, obrigada por dividir comigo esses últimos meses (os mais difíceis da graduação), pelas discussões, risadas (ultimamente estas eram “de nervoso”) e força, apesar de termos mudado de área tantas vezes que eu perdi as contas, acabamos indo parar em Pio IX (a terrinha do Baião e da Maria Isabel), e, sinceramente, foi a melhor coisa que nos aconteceu!

Aos amigos Erick, Guilherme e Sara pelos momentos compartilhados e pelos conselhos recebidos. Obrigada por tudo.

Por fim, mas fundamental, aos meus queridos Ian e Linara. Existe uma frase que eu gosto muito que diz mais ou menos assim: “As pessoas mais importantes da sua vida são aquelas que você consegue imaginar sentadas com você em uma varanda”, vocês se encaixam perfeitamente nela. Obrigada pelos bons momentos, pelas risadas, por ficarem ao meu lado quando nem eu mesma queria ficar, vocês são únicos e, mesmo sem saber como serão os próximos anos, saibam que sempre os levarei comigo (Ich liebe euch!).

“O senhor saiba: eu toda minha vida pensei por mim, forro, sou nascido diferente. Eu sou é eu mesmo. Divêrjo de todo mundo... Eu quase nada sei. Mas desconfio de muita coisa. O senhor concedendo, eu digo: para pensar longe, sou cão mestre - o senhor solte em minha frente uma ideia ligeira, e eu rastreio essa por fundo de todos os matos, amém!”
(Riobaldo, Grande Sertão: Veredas, João Guimarães Rosa).

“Was wir wissen, ist ein tropfen; was wir nicht wissen, ein ozean”
(Isaac Newton).

RESUMO

As bacias do estágio de transição da Província Borborema, nas últimas décadas, vem sendo alvo de estudos voltados para prospecção ferro e cobre. Ao todo existem dez bacias na Província Borborema, sendo que sua maioria contém ocorrências de ferro e cobre. Alguns autores correlacionam estas ocorrências com mineralizações de sistemas IOCG devido a características como ambiente extensional, controle estrutural, tipologia das ocorrências, alterações hidrotermais associadas, entre outros. A Bacia de Carnaubinha, localizada no município de Pio IX-PI se encontra na porção centro-oeste da Província Borborema, a extremo oeste da Faixa Móvel Orós, no Sistema Orós-Jaguaribe. Tal bacia corresponde a uma sequência clástica imatura depositada num rifte intracontinental sobre o Grupo Orós, formado por uma associação de rochas metavulcanossedimentares, cujo embasamento é constituído pelos ortognaisses do Complexo São Nicolau. As rochas sedimentares da bacia de Carnaubinha são predominantemente conglomerados polimíticos suportados pela matriz, com intercalações de arenitos, folhelhos e siltitos. Este trabalho apresenta o mapeamento de detalhe da Bacia de Carnaubinha, com foco na delimitação de seus limites e na caracterização das ocorrências de cobre, ferro e das alterações hidrotermais existentes na área, as rochas da bacia e do embasamento nas imediações da bacia de Carnaubinha são afetadas por hidrotermalismo e foram encontrados registro de ocorrências de cobre e ferro associadas a zonas de silicificação. Na área, também foram descritas alterações hidrotermais tais como K-feldspatização, carbonatização, silicificação, epidotização, cloritização e sericitização. Tais características permitem a correlação das mineralizações aqui estudadas com depósitos do tipo IOCG e a presença de alterações descritas como distais rasas para esses depósitos permitem inferir de que se trata de um sistema hidrotermal maior, correlacionável as ocorrências descritas nas outras bacias transicionais eopaleozóicas como Jaibaras e Cococi.

Palavras chave: Bacias transicionais, Alteração hidrotermal, Mineralizações, Depósitos IOCG.

ABSTRACT

In recent decades, the rift basins of Borborema Province have been the subject of prospective studies on rocks rich in iron and copper contents. There is about ten rift basins in the Borborema Province, and most of them have record of iron and copper occurrences. Some authors correlate the occurrences of these basins with mineralization in IOCG systems due to characteristics such as extensional setting, structural control, morphology, associated hydrothermal alterations, among others. The Carnaubinha basin is located in the Pio IX city, Piauí, and corresponds to a small eopaleozoic rift basin. It is inserted in the central-western portion of Borborema Province, far west of Orós Mobile Belt, in the Orós-Jaguaribe System. This basin corresponds to an immature clastic sequence deposited in an intracontinental rift on the Orós Group, which is formed by an association of metavulcanosedimentary rocks, whose basement is constituted by orthogneisses of São Nicolau Complex. The sedimentary rocks from Carnaubinha basin are predominantly matrix-supported polytomic conglomerates, with interlevels of sandstone, shale and siltstone. This work presents a detailed mapping of the Carnaubinha Basin, aiming a better delimitation of its limits, the characterization of occurrences mineralized in copper and iron and of the hydrothermal alterations in the area. The rocks from the basin and in the adjacent basement are affected by hydrothermal alteration and it has been found records of mineralizations in iron and copper associated with the silicified zones. In the location, hydrothermal alterations such as K-feldspathization, carbonitization, silicification, epidotization, chloritization and sericitization have also been described. These characteristics allow to correlate the mineralizations studied in this work with IOCG type deposits. Also, the presence of alterations described as shallow and distal in these deposits allow us to infer that these occurrences are part of a larger hydrothermal system, correlated to those described in other eopaleozoic rift basins such as Jaibaras and Cococi.

Key words: Rift basins, Hydrothermal Alteration, Mineralization, IOCG deposits.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1.1 – Mapa de localização da área de estudo	3
Figura 1.2 – Fluxograma da metodologia utilizada na elaboração do relatório	5
Figura 1.3 – Mapa ternário de composição RGB, onde o canal do Th está em verde, do U em azul e do K em vermelho. A área do mapeamento corresponde ao tracejado em vermelho e os alvos de potenciais mineralização correspondem as linhas pontilhadas pretas.....	7
Figura 2.1 – Contexto geotectônico da Província Borborema	11
Figura 2.2 – Estratigrafia tipo do Sistema Orós-Jaguaribe.....	19
Figura 3.1 – Afloramentos de Ortognaisse do Complexo São Nicolau. (A) Arenito exibindo bandamento gnáissico. (B) Restito anfibolítico em ortognaisse migmatizado. (C) Banda félsica do ortognaisse com textura pegmatóide. (D) Ortognaisse exibindo bandas rosadas e bandas esverdeadas provavelmente resultantes de alteração potássica de epidotização. (F) Ortognaisse brechado por veios de sílica. (E) Ortognaisse completamente silicificado.....	26
Figura 3.2 – (A) Amostra macroscópica de ortognaisse exibindo banda félsica de coloração avermelhada cortada por finos veios verdes de epidoto. (B) Fotomicrografia da banda félsica alterada do ortognaisse exibindo textura granoblástica e os principais componentes de sua composição mineralógica essencial formada por quartzo, feldspato potássico e plagioclásio. (C) Fotomicrografia da banda félsica avermelhada do ortognaisse cortado por veios de epidoto, exibindo cristais de allanita e zircões inclusos em cristais de quartzo. (D) Fotomicrografia da banda félsica avermelhada do ortognaisse exibindo clorita preenchendo fraturas ou dispersas associadas aos feldspatos que contém inclusões de opacos.. ..	28
Figura 3.3 – A) Afloramento de metariolito exibindo coloração avermelhada e foliação verticalizada. (B) Metariolito exibindo níveis de coloração esverdeada. (C) Foliação milonítica em afloramento de metariolito. (D) Veios de epidoto em fraturas no metariolito. (E) Veios de hematita percolando fraturas no metariolito. (F) Afloramento de rocha completamente silicificada em escala macroscópica.	30
Figura 3.4 – (A) Afloramento de mármore exibindo dobras suaves paralelas a foliação. (B) Veios de quartzo preenchendo fraturas no mármore. (C) Veios brancos de calcita e vermelhos de apatita em mármore de textura fina e coloração cinza escuro. (D) Afloramento rasteiro de xisto bastante intemperizado e com foliação verticalizada.. ..	31
Figura 3.5 – (A) Amostras macroscópica do riolito utilizado no estudo petrográfico exibindo coloração esverdeada e fenocristais de quartzo e feldspatos. (B) Fotomicrografia da amostra de riolito evidenciando variação textural e mineralogia formada principalmente por quartzo e feldspatos. (C) Fotomicrografia da amostra de riolito exibindo cristais prismáticos de quartzo, além de plagioclásio, ortoclásio e clorita. (D) Cristais de clorita rodeando cristais de feldspato potássico e plagioclásio.	32
Figura 3.6 – A) Amostra macroscópica da rocha ácida exibindo textura muito fina e composição ácida. (B) Fotomicrografia da rocha metaígneia exibindo cristais grosseiramente tabulares de adularia associada a finos cristais de quartzo neoformados. (C) Fotomicrografia da rocha metaígneia exibindo a associação quartzo e plagioclásio levemente deformados que representam a porção reliquiar da rocha que está sendo quase totalmente obliterada pela silicificação, a muscovita aparece como finos cristais associada ao quartzo neoformado. (D) Fotomicrografia da rocha metaígneia exibindo cristais de monazita com forma prismática, indicando origem ígnea do protólito.....	34
Figura 3.7 – (A) Amostra macroscópica de mármore exibindo níveis ricos em matéria orgânica e veios de remobilização de carbonatos. (B) Foto representativa da seção delgada mostrando	

abundância de carbonatos, quartzo e muscovita deformados e níveis de matéria orgânica. (C) Veio de calcita recristalizada exibindo cristais subédricos. (D) Opacos associados a níveis clásticos com matéria orgânica.....	35
Figura 3.8 – (A) Amostra macroscópica do metasilito silicificado exibindo coloração cinza esverdeada e foliação incipiente. (B) Fotomicrografia do metasilito exibindo foliação metamórfica marcada por níveis de biotita e quartzo com leve crenulação indicada pelas setas vermelhas. (C) Fotomicrografia do metasilito exibindo cristais bem desenvolvidos de quartzo e clorita truncando a foliação. (D) Fotomicrografia do metasilito exibindo cristais bem desenvolvidos de quartzo e clorita truncando a foliação bem marcada pelas biotitas, o quartzo apresenta cores de interferência altas devido à alta espessura da lâmina.....	37
Figura 3.9 – Afloramentos dos conglomerados da Bacia de Carnaubinha (A) Conglomerado roxo clasto suportado. (B) Conglomerado roxo matriz suportado. (C) Bloco de conglomerado com matriz verde. (D) Bloco de conglomerado exibindo acamamento sedimentar. (E) Afloramento de conglomerado exibindo veios vermelhos de feldspato potássico e brancos de sílica. (F) Veio de sílica com sulfetos em conglomerado roxo..	39
Figura 3.10 – (A) Lente centimétrica de arenito em um afloramento de conglomerado. (B) Contato marcando arenito aflorando na base do conglomerado. (C) Bloco de arenito exibindo laminação plano-paralela. (D) Afloramento de arenito com níveis conglomeráticos.....	40
Figura 3.11 – (A) Afloramento exibindo intercalações centimétricas de arenitos acinzentados e folhelhos esverdeados. (B) Dobras atectônicas em camada de folhelho intercalada a conglomerados.....	40
Figura 3.12 – (A) Afloramento de dique com forma circular intrudindo os conglomerados da Bacia de Carnaubinha. (B) Afloramento de rocha vulcânica ácida com estrutura semelhante a disjunções colunares na borda SE da bacia. (C) Dique de rocha vulcânica com orientação 80° Az cortando os conglomerados na localidade de Carnaubinha..	41
Figura 3.13 – (A) Fotomicrografia do conglomerado roxo exibindo clasto de silito e matriz arenosa composta por grãos de quartzo e plagioclásio, e matriz argilosa formada por quartzo fino e sericita. (B) Fotomicrografia do conglomerado roxo com clastos de rocha vulcânica e arenito, contendo matriz composta por quartzo e calcita fina disseminada. (C) Fotomicrografia de conglomerado verde com arcabouço formado por clastos de rocha vulcânica e matriz constituída por quartzo, calcita e clorita. (D) Fotomicrografia de conglomerado verde exibindo matriz formada por grãos de quartzo, ortoclásio e grande quantidade de clorita fina rodeando os grãos maiores da matriz..	43
Figura 3.14 – (A) Amostra macroscópica de arenito usado para confecção da lâmina petrográfica. (B) Fotomicrografia do arenito exibindo arcabouço formado por grãos de ortoclásio, plagioclásio e quartzo com matriz quartzo-sericítica. (C) Fotomicrografia do arenito contendo clasto de rocha vulcânica e quartzo com bordas dissolvidas no arcabouço.....	44
Figura 3.15 – (A) Amostra macroscópica de silito utilizada no estudo petrográfico. (B) Fotomicrografia do silito exibindo textura muito fina e mineralogia formada por quartzo, muscovita e biotita. (C) Fotomicrografia do silito exibindo opacos com forma grosseiramente dendrítica e coloração levemente avermelhada.....	45
Figura 3.16 – (A) Amostra macroscópica do dique tabular de Carnaubinha, exibindo matriz roxa muito fina e fenocristais de feldspato potássico. (B) Fotomicrografia do dique exibindo fenocristais de ortoclásio sendo obliterado pelo quartzo. (C) Fotomicrografia do dique onde um fenocristal de plagioclásio é cortado por veio de quartzo e apresenta bordas parcialmente obliteradas pelo mesmo. (D) Fotomicrografia do dique exibindo fragmentos do que seria a rocha vulcânica original sendo obliterada por diversos veios de quartzo.....	47

Figura 3.17 – (A) Amostras macroscópica do dique circular que intrude os conglomerados da bacia, usado no estudo petrográfico. (B) Fotomicrografia do dique circular exibindo mineralogia formada principalmente por cristais de quartzo alongados que exibem orientação e cortados por alguns veios perpendiculares também preenchidos por quartzo. (C) Fotomicrografia do dique circular exibindo cristais de calcita associados a quartzo em veios. (D) Fotomicrografia do dique circular exibindo pequenos cristais de clorita preenchendo fraturas que são perpendiculares a orientação dos cristais de quartzo.....	48
Figura 3.18 – (A) Bloco rolado de arenito Jaicós levemente caulinizado no meio da Bacia de Carnaubinha. (B) Afloramento de arenito Jaicós exibindo estratificação bem marcada pelos níveis conglomeráticos..	49
Figura 3.19 – (A) Bloco de granito bastante intemperizado exibindo coloração rosada. (B) Bloco solto do granito exibindo mineralogia rica em feldspatos.....	49
Figura 3.20 – (A) Amostras macroscópica do granitóide exibindo mineralogia rica em feldspato potássico, as porções mais escuras correspondem a hematita disseminada e eventuais cristais de biotita. (B) Fotomicrografia do granitóide exibindo grandes cristais de ortoclásio sofrendo sericitização ao longo das clivagens. (C) Fotomicrografia do granitóide com cristais de microclínio e plagioclásio exibindo textura mimerquítica. (D) Fotomicrografia do granitóide exibindo cristal de biotita sendo alterado para clorita..	51
Figura 3.21 - Contexto estrutural regional evidenciando a megadobra de arrasto (em vermelho) e as falhas (linhas finas brancas) entre as zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais Aiuaba e Jordão. O polígono preto representa a área de estudo e as linhas pontilhadas as falhas de abertura da Bacia de Carnaubinha.	52
Figura 3.22 – (A) Afloramento de ortognaisse exibindo bandamento migmatítico em consequência de anatexia local. (B) Afloramento de ortognaisse exibindo foliação subverticalizada..	53
Figura 3.23 - Estereograma representando os contornos e polos das foliações dos Ortognaisses (Complexo São Nicolau) e Metariolitos (Grupo Orós) com direção preferencial NW-SE.....	54
Figura 3.24 - Afloramento de blocos de mármore cinza do Grupo Orós exibindo dobras suaves com foliação <i>S_n</i> paralela a <i>S₀</i>	55
Figura 3.25 – (A) Afloramento de ortognaisse do Grupo São Nicolau exibindo <i>boudins</i> nas bandas mais silicosas. (B) Afloramento de metariolito do Grupo Orós com <i>boudins</i> formados pela deformação dúctil-frágil dos feldspatos potássicos. (C) Afloramento dos metariolitos do Grupo Orós exibindo pequenas dobras de cisalhamento pitgmáticas.....	56
Figura 3.26 – Imagem do campo magnético com amplitude do sinal analítico, através da qual foram traçadas as falhas que condicionam a bacia (linhas tracejadas em vermelho), o polígono preto corresponde a área do mapeamento e o traçado branco corresponde aos limites da bacia e em vermelho..	57
Figura 3.27 – (A) Afloramento de conglomerado exibindo alternância entre níveis de sedimentação arenosos e conglomeráticos marcando acamamento. (B) Afloramento de arenito exibindo acamamento marcado pela disposição subparalela dos estratos.....	58
Figura 3.28 - Estereogramas representando os planos e os polos de acamamento das rochas na Bacia de Carnaubinha com <i>trend</i> na direção NW-SE e mergulhos variando entre as direções NE e SW.	59
Figura 3.29 – (A) Afloramento de uma camada de folhelhos exibindo dobras atectônicas. (B) Afloramento de camada de arenito exibindo dobras atectônicas..	60

Figura 3.30 - Diagrama de rosetas representando as direções de fratura medidas nas rochas da Bacia de Carnaubinha evidenciando três direções preferenciais.....	61
Figura 3.31 - Fotografias e fotomicrografias evidenciando a K-feldspatização (A) alteração pervasiva no ortognaisse do Complexo São Nicolau. (B, C) alteração não-pervasiva (fissural) nos conglomerados. (D, E) feldspato potássico englobando cristais de plagioclásio e quartzo no ortognaisse. (F) textura mimerquítica no granito..	64
Figura 3.32 Fotografias e fotomicrografias evidenciando a carbonatização (A) microveios de carbonato recortando o conglomerado. (B) cristais de carbonato bem desenvolvidos no conglomerado, associado com calcopirita. (C) vênulos de calcita com presença de cristais euédrais de quartzo no conglomerado. (D) vênulos de calcita perpendicular a foliação da rocha metavulcânica ácida. (E) calcita preenchendo espaços intersticiais no conglomerado. (F) vênulas de carbonato recortadas por veios quartzo. Destaca-se que essas cores anômalas do quartzo se devem à espessura inadequada da lâmina.	65
Figura 3.33 - Fotografias evidenciando a silicificação (A) sílica fina pervasiva no conglomerado. (B) clasto sendo consumido pela sílica pervasiva. (C) <i>stockworks</i> nos conglomerados. (D) brecha hidrotermal silicosa.	66
Figura 3.34 - (A) contato entre o conglomerado e o arenito. Note que os veios são interrompidos no contato entre eles. (B). Arenito cortado por veios de sílica.....	67
Figura 3.35 – Fotografia evidenciando os tipos de sílica nas brechas (A) sílica leitosa. (B) sílica microcristalina..	68
Figura 3.36 – Fotomicrografias evidenciando a silicificação (A) clasto sendo consumido por sílica fina no conglomerado. (B,C) veios de quartzo recortando as rochas. (D) quartzo neoformado.....	69
Figura 3.37 - Fotomicrografia das brechas hidrotermais (A,B) fragmentos de quartzo circundados por matriz de mesma composição. Note veios e cristais de hematita associados.	70
Figura 3.38 - Fotografias e fotomicrografias evidenciando a epidotização (A,B) microveios de epidoto no ortognaisse e metariolito, respectivamente. (C) veio de epidoto cortando os cristais de feldspato potássico, associado com cristais de allanita. (D,E) epidoto associado aos veios de quartzo. (F) cristais de allanita presentes no ortognaisse.	71
Figura 3.39 - Fotomicrografias evidenciando a Sericitização: (A) alteração de feldspato para sericita. (B) muscovita neformada a partir dos feldspatos.....	72
Figura 3.40 - Fotomicrografias evidenciando a Cloritização: (A,B) clorita neoformada sobreposta aos veios de silicificação nos conglomerados. (C) biotita alterada para clorita. (D) clorita ocorrendo como matriz dos conglomerados.....	73
Figura 3.41 – Ocorrências de cobre na área mapeada. (A) conglomerado. (B) riolito..	74
Figura 3.42 - Texturas nas rochas portadoras de mineralizações. (A) <i>boxworks</i> vazios e preenchidos por malaquita. (B) <i>vuggy</i> sílica.	74
Figura 3.43 – Fotomicrografias das mineralizações de cobre nos riolitos. (A,B) calcopirita com halos de alteração para covelita, associadas à pirita. (C,D) calcopirita alterando-se para covelita e hematita e/ou goethita. (E) malaquita preenchendo a porosidade da rocha. (F) cristal de pirita subédrico, associado com calcopirita alterada para covelita..	76
Figura 3.44 – (A,B) Afloramentos de conglomerados mineralizados estruturalmente controlados na localidade Carnaubinha.	77
Figura 3.45 - Fotomicrografias das mineralizações de cobre nos conglomerados (A) calcopirita alterando-se para covelita e hematita e/ou goethita. (B) hematita, goethita e calcopirita alterando para covelita. (C,D) malaquita preenchendo a porosidade da rocha, podendo estar associada com hematita.....	78

Figura 3.46 – Brecha quartzo-hematítica (A) cristais euédricos de hematita. (B) veios de hematita recortando a rocha. (C) hematita alterando para goethita. (D) hematita alterando para goethita e presença de pirita.	79
Figura 3.47 - Fotomicrografias das mineralizações de ferro (magnetita) em lâminas delgada e polida. (A) cristais de magnetita com caráter poligonal, apresentando ripas de exsolução de ilmenita. (B,C) cristais em meio à magnetita, com destaque para a textura em cárie. (D) anfibólio com textura fibrosa. (E) magnetita associada com pirita.	80
Figura 4.1 – Colunas estratigráficas das Bacias de Jaibaras, Cococi e Carnaubinha exibindo possível correlação entre as unidades das diferentes bacias.	82
Figura 4.2 – Esquema representando as possíveis trajetórias de evolução das alterações hidrotermais ao longo do tempo e correlacionando a evolução da temperatura.	87
Figura 4.3 - Alternativas das origens hidrotermais e arquiteturas dos sistemas IOCG ilustrando possíveis fontes dos fluidos, caminhos e distribuição das alterações e mineralizações. (a) Fonte magmática implica em proximidade e composição distinta, com alteração Na(Ca) coincidente. (b) Fonte evaporítica implica em salmouras antigas ou coevas necessárias, mas indiferentes a fonte de calor e ascensão de pluma crustal. (c) Fonte metamórfica implica em fonte metaevaporítica de Cl com pluma regional.	92
Figura 4.4 - Diagrama Eh-Ph para a estabilidade dos minerais de cobre (25°C).	93
Figura 4.5 - Diagrama dos campos de estabilidade dos minerais de cobre.	94

LISTA DE ABREVIATURAS PETROGRÁFICAS

Act - Actinolita
Adu - Adulária
Aln – Allanita
Anf - Anfibólio
Arn – Fragmento lítico de arenito
Bt - Biotita
Cal – Calcita
Chl – Clorita
Cpy – Calcopirita
Cv - Covelita
Epd – Epidoto
Gth – Goetita
Hmt – Hematita.
Ilm - Ilmenita
Kf – Feldspato potássico
Mat. Org. – Matéria Orgânica
Mcl – Microclinio
Msc – Muscovita
Mt - Magnetita
Mz – Monazita
Mlq - Malaquita
MnO – Óxido de Manganês
Mt - Magnetita
Opc - Opacos
Ort – Ortoclásio
Pl – Plagioclásio
Py – Pirita
Qz – Quartzo
Silt – Fragmento lítico de silito
Src – Sericita
Vulc – Fragmento lítico de rocha vulcânica
Zrc – Zircão

Sumário

1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Apresentação	1
1.2 Justificativa	1
1.3 Objetivos	1
<i>1.3.1 Objetivos Específicos</i>	<i>2</i>
1.4 Localização e Acesso	2
1.5 Aspectos Fisiográficos	3
<i>1.5.1 Clima</i>	<i>3</i>
<i>1.5.2 Solo e Vegetação</i>	<i>4</i>
<i>1.5.3 Geomorfologia</i>	<i>4</i>
<i>1.5.3 Recursos Hídricos</i>	<i>4</i>
1.6 Materiais e Métodos	5
<i>1.6.1 Etapas Pré-Campo</i>	<i>5</i>
<i>1.6.2 Etapas de Campo</i>	<i>7</i>
<i>1.6.3 Etapas pós-campo</i>	<i>7</i>
2 CONTEXTO GEOLÓGICO	9
2.1 Introdução	9
2.2 Arcabouço Geotectônico	9
<i>2.3.1 Domínio Médio Coreaú (DMC)</i>	<i>12</i>
<i>2.3.2 Domínio Ceará Central (DCC)</i>	<i>12</i>
<i>2.3.3 Domínio Rio Grande do Norte (DRGN)</i>	<i>13</i>
<i>2.3.4 Domínio da Zona Transversal ou Central (DZT)</i>	<i>13</i>
<i>2.3.5 Domínio Sul ou Externo (DE)</i>	<i>15</i>
2.4 Domínio Rio Grande do Norte (DRGN)	15
<i>2.4.1 Terreno ou Maciço São José do Campestre</i>	<i>15</i>
<i>2.4.2 Terreno Granjeiro</i>	<i>16</i>
<i>2.4.3 Terreno Rio Piranhas</i>	<i>16</i>
<i>2.4.4 Faixa Seridó</i>	<i>17</i>
<i>2.4.5 Sistema Orós-Jaguaribe (SOJ)</i>	<i>17</i>
<i>2.4.5.1 Litoestratigrafia</i>	<i>18</i>
<i>2.4.5.2 Deformação e Metamorfismo</i>	<i>20</i>
2.5 Bacias de Transição da Província Borborema	20
<i>2.5.1 Bacia de Jaibaras</i>	<i>21</i>
<i>2.5.2 Bacia do Cococi</i>	<i>22</i>

2.6 Bacia do Parnaíba.....	23
3 GEOLOGIA DA BACIA DE CARNAUBINHA	25
3.1 Litoestratigrafia	25
<i>3.1.1 Complexo São Nicolau</i>	<i>25</i>
<i>3.1.1.1 Petrografia do Complexo São Nicolau</i>	<i>27</i>
<i>3.1.2 Grupo Orós</i>	<i>28</i>
<i>3.1.2.1. Petrografia do Grupo Orós.....</i>	<i>31</i>
<i>3.1.3. Bacia de Carnaubinha.....</i>	<i>37</i>
<i>3.1.3.1. Petrografia da Bacia de Carnaubinha</i>	<i>41</i>
<i>3.1.4. Grupo Serra Grande</i>	<i>48</i>
<i>3.1.5 Granitóide</i>	<i>49</i>
<i>3.1.5.1. Petrografia do Granitóide.....</i>	<i>50</i>
3.2 Geologia Estrutural	51
<i>3.2.1. Estruturas Dn</i>	<i>53</i>
<i>3.2.3. Estruturas Dn + 1</i>	<i>56</i>
3.3 Alteração Hidrotermal	61
3.3.1 K-feldspatização	62
3.3.2 Carbonatização	63
3.3.3 Silicificação.....	66
3.3.4 Epidotização	70
3.3.5 Sericitização	70
3.3.6 Cloritização	72
3.4 Ocorrências Minerais	73
3.4.1 Cobre	74
3.4.2 Ferro	77
4 DISCUSSÕES	81
5 CONCLUSÕES.....	95
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	96
APÊNDICE A – MAPA GEOLÓGICO	102
APÊNDICE B – MAPA DE PONTOS.....	104
APÊNDICE C – TABELA DE PONTOS	106
APÊNDICE D – FICHAS PETROGRÁFICAS.....	122

1 INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

O presente trabalho consiste no mapeamento geológico de uma área de cerca de 60 km² a sudoeste do município de Pio IX – PI, como cumprimento da atividade de Trabalho de Conclusão de Curso, requisito curricular para obtenção do título de Bacharel em Geologia pela Universidade Federal do Ceará. O estudo foi realizado com enfoque na bacia transtensiva eopaleozoica de Carnaubinha, que corresponde a uma sequência clástica imatura formada por conglomerados, arenitos e folhelhos gradacionais, em parte afetada por hidrotermalismo. A bacia está localizada na porção sudoeste do Sistema Orós Jaguaribe, insere-se no contexto das bacias do estágio de transição do domínio setentrional da Província Borborema (PARENTE *et al.*, 2004).

O trabalho teve o foco na caracterização detalhada dos limites da bacia, suas litologias e ocorrências minerais, com destaque para o estudo das alterações hidrotermais, ocorrências de cobre e ferro, e suas possíveis associações com depósitos do tipo IOCG (Iron Oxide-Copper-Gold).

1.2 Justificativa

Cobre e Ferro são dois dos principais metais utilizados na indústria moderna e possuem as mais variadas aplicações, dessa forma, trabalhos prospectivos em busca de novos depósitos desses metais são de grande relevância devido a constante demanda.

Bacias transtensivas eopaleozoicas comumente apresentam ocorrências de brechas hidrotermais mineralizadas em óxido de ferro e cobre, na Província Borborema, NE do Brasil, foram estudadas ocorrências do tipo nas bacias do Jaibaras (PARENTE *et al.*, 2011), Cococi e São Julião (MACHADO, 2006). Assim como as bacias já mencionadas, a bacia de Carnaubinha teve seu potencial para mineralização evidenciado por trabalhos anteriores (ARAÚJO; LISBOA, 2010), mas carece de estudos mais aprofundados nas ocorrências já conhecidas, também em sua área total e bordas como um todo.

1.3 Objetivos

Esta pesquisa teve como objetivo primário o mapeamento em escala de 1:25.000 da bacia de Carnaubinha e suas adjacências, cobrindo uma área de cerca de 60 km², com o propósito de elucidar as relações litoestratigráficas dentro da bacia e em seus limites, além da caracterização de elementos estruturais. A ênfase do trabalho se dá nas ocorrências minerais e alterações hidrotermais relacionadas, buscando-se a partir de

estudos petrográficos, mostrar a associação dessas alterações com a evolução geológica e metalogenética da bacia, com o intuito final de relacionar as mesmas com outras ocorrências semelhantes já estudadas em bacias transicionais do Domínio Setentrional.

1.3.1 Objetivos Específicos

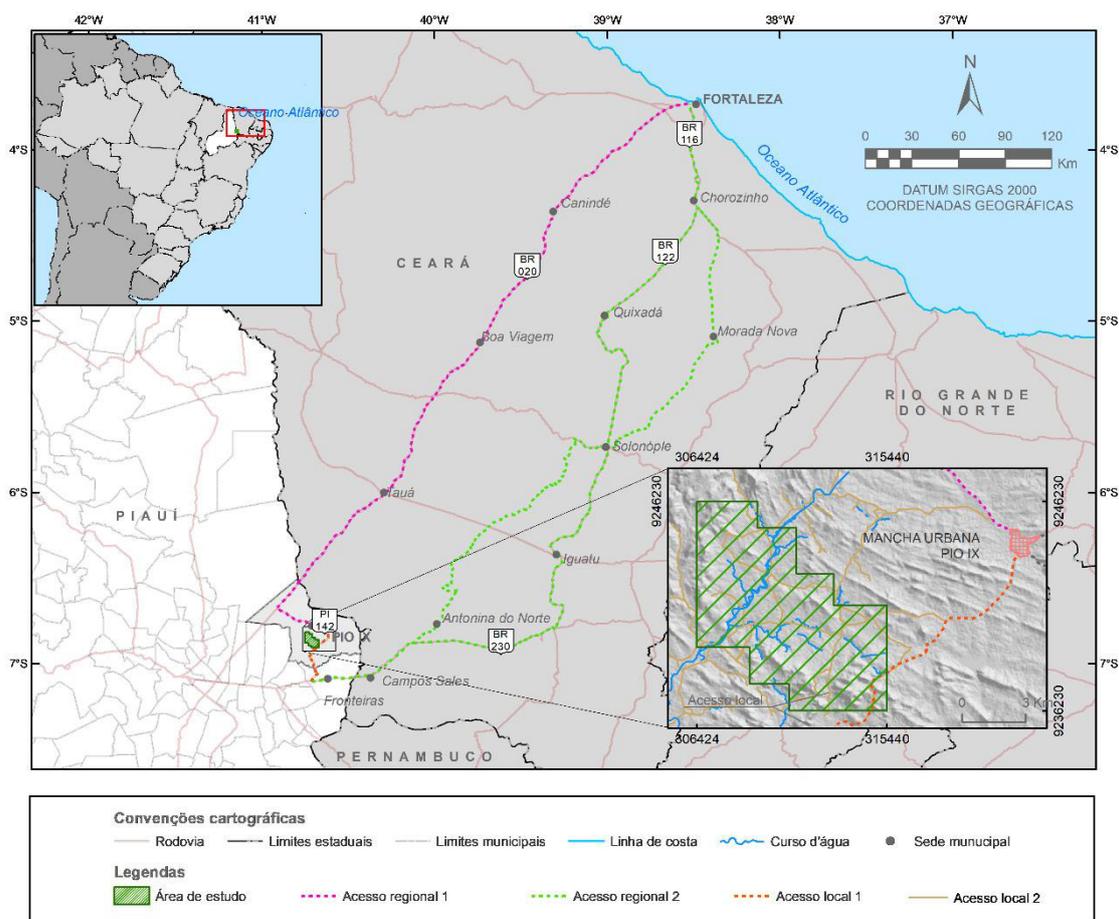
- ✓ Caracterização litológica e estrutural das unidades e suas relações de contato;
- ✓ Delimitação em escala de detalhe dos limites da bacia;
- ✓ Caracterização petrográfica das unidades litológicas da área por meio de seções delgadas e polidas;
- ✓ Caracterização das alterações hidrotermais associadas a mineralização;
- ✓ Caracterização da gênese do minério e sua evolução metalogenética;
- ✓ Confecção de mapa geológico da área evidenciando todas as ocorrências;

1.4 Localização e Acesso

A área de estudo localiza-se a sudoeste do município de Pio IX, este por sua vez se encontra na porção extremo leste do estado do Piauí, a cerca de 450 km de sua capital, Teresina e a aproximadamente 500 km de Fortaleza, capital do Ceará.

O acesso a sede do município de Pio IX partindo de Fortaleza pode ser realizado pela rodovia BR-020, por uma distância de cerca de 487 km, passando pelos municípios de Canindé, Boa Viagem e Tauá. Outra possibilidade de itinerário consiste em partir de Fortaleza pela rodovia BR-116 até o município de Chorozinho, a partir do qual o acesso é feito pela BR-122, passando pelos municípios de Quixadá e Quixeramobim, e então segue-se pela rodovia CE-060 até Tauá, onde o trajeto é continuado através da BR-020 por 170 km até Pio IX. Uma outra rota ainda pode ser realizada a partir BR-116 até a rodovia CE-138 e então até o município de Morada Nova, a parti do qual o acesso é feito pela rodovia CE-371, passando pelos municípios de Solonópole, Iguatu e Antonina do Norte, e partir deste pela rodovia BR-230, passando por Campo Sales, até Fronteiras, onde deve-se seguir pela rodovia PI-142 por 34 km até Pio IX.

Figura 1.1 - Mapa de Localização da área de estudo.



Fonte: Elaborado pelas autoras.

O acesso a partir da sede de Pio IX até a área de estudo é realizado inicialmente por meio da PI-142, e depois seguindo-se por estradas secundárias e carroçáveis.

1.5 Aspectos Fisiográficos

1.5.1 Clima

O município de Pio IX localizado na região extremo leste do estado do Piauí, perfaz uma área de 1.948,843 Km², e está inserido na região do Polígono das Secas, marcado por extrema irregularidade de chuvas, suas condições climáticas se inserem no clima tropical semiárido quente (CEPRO, 1990). As temperaturas variam de 18°C a 36°C, com duração de período seco de sete a oito meses, onde os períodos mais chuvosos correspondem aos trimestres janeiro-março e dezembro-fevereiro com precipitação pluviométrica média anual em torno de 700mm (IBGE, 1977).

1.5.2 Solo e Vegetação

Os solos da região são do tipo latossolos vermelho-amarelo distróficos, associados a solos litólicos e podzólicos vermelho-amarelo equivalente eutróficos (CEPRO, 1990), são provenientes de alteração dos terrenos cristalinos e coberturas sedimentares da região, em geral poucos espessos e jovens. Sobre esses solos ocorre uma cobertura vegetal que corresponde a caatinga arbórea e arbustiva, caracterizada por espécies de médio e pequeno porte do tipo caducifólias, com troncos retorcidos, além de espécies arbustivas e cactáceas, típicas do sertão nordestino (IBGE, 1977).

1.5.3 Geomorfologia

A região se insere entre os domínios geomorfológicos da Depressão Sertaneja e do Planalto da Ibiapaba, onde a primeira corresponde a regiões aplainadas e o segundo corresponde a morfologia do tipo *cuesta* da borda oriental da Bacia Sedimentar do Parnaíba (ROCHA *et al.*, 2011). Em suma, os relevos da região correspondem a superfícies tabulares reelaboradas (chapadas baixas), estas correspondem principalmente a morrotes na porção noroeste marcado por rochas da bacia do parnaíba, relevo plano com partes suavemente onduladas e altitudes variando de 150 a 300 metros; encostas e prolongamentos residuais de chapadas, desníveis e encostas mais acentuadas de vales, e elevações (serras, morros e colinas) com altitudes de 150 a 500 metros (JACOMINE *et al.*, 1986). A bacia de carnaubinha se diferencia dos terrenos formada por rocha do embasamento por uma sutil quebra na topografia, nas porções mais baixas de relevo plano a suavemente ondulado, alguns dos morrotes e colinas correspondem a rochas do embasamento que apresentam maior resistência.

1.5.3 Recursos Hídricos

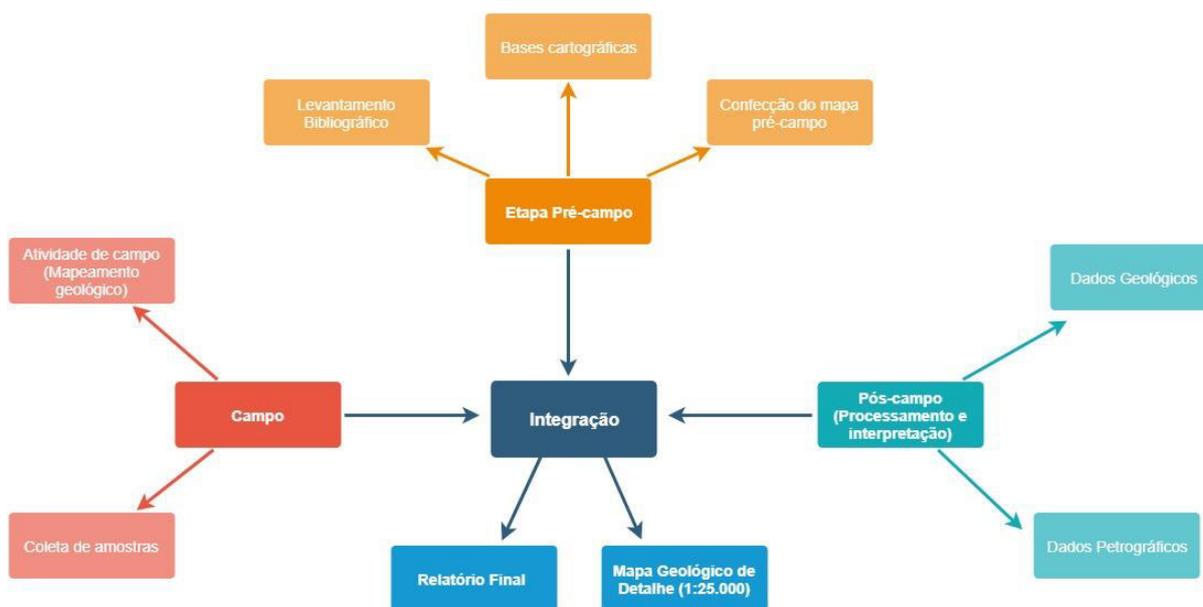
Os recursos hídricos superficiais do estado do Piauí correspondem a bacia hidrográfica do rio Parnaíba, no município de Pio IX os principais cursos d'água são os rios Riachão, Maçal, Mercador e Salamanca (AGUIAR; GOMES, 2004). Com respeito as reservas de águas subterrâneas, Pio IX apresenta três domínios hidrogeológicos que correspondem a (i) rochas cristalinas: cerca de 60% da área do município, compreende rochas do embasamento pertencentes ao Complexo Jaguaritama, Suíte Várzea Alegre e Grupo Orós Jaguaribe, além de rochas metassedimentares das formações Melancia e Angico Torto caracterizadas por forte compactação e porosidade do tipo secundária, constituem aquíferos do tipo fissural; (ii) rochas sedimentares: caracterizadas por arenitos e conglomerados do Grupo Serra Grande, apresentam grande potencial hídrico; e (iii)

coberturas detrítico-lateríticas: são coberturas de sedimentos terció-quaternários, pouco espessos e descontínuos com pouco potencial hídrico (AGUIAR; GOMES, *op cit*).

1.6 Materiais e Métodos

O presente relatório foi desenvolvido com base na metodologia sistematizada nas etapas Pré-campo, Campo e Pós-campo (Figura 1.2), que resumidamente tiveram como objetivo planejamento, obtenção, tratamento e análise de dados para integralização final e elaboração deste trabalho.

Figura 1.2 - Fluxograma da metodologia utilizada na elaboração do relatório.



Fonte: Elaborado pelas autoras.

1.6.1 Etapas Pré-Campo

Levantamento Bibliográfico

Esta primeira etapa compreendeu um levantamento de dados bibliográficos com objetivo de se obter informações prévias com relação as pesquisas já realizadas na área de interesse e que poderiam contribuir para este estudo.

O levantamento consistiu na pesquisa acerca de trabalhos que fornecessem informações de cartografia geológica regional e de ocorrências minerais. Tal pesquisa inclui artigos científicos publicados em periódicos, relatórios de graduação, dissertações de mestrado, teses de doutorado e relatório de órgãos de pesquisa e gestão de recursos minerais. Após o levantamento realizou-se a revisão do material obtido, e utilização das informações adquiridas para auxiliar o planejamento mais adequado para o mapeamento de detalhe da área.

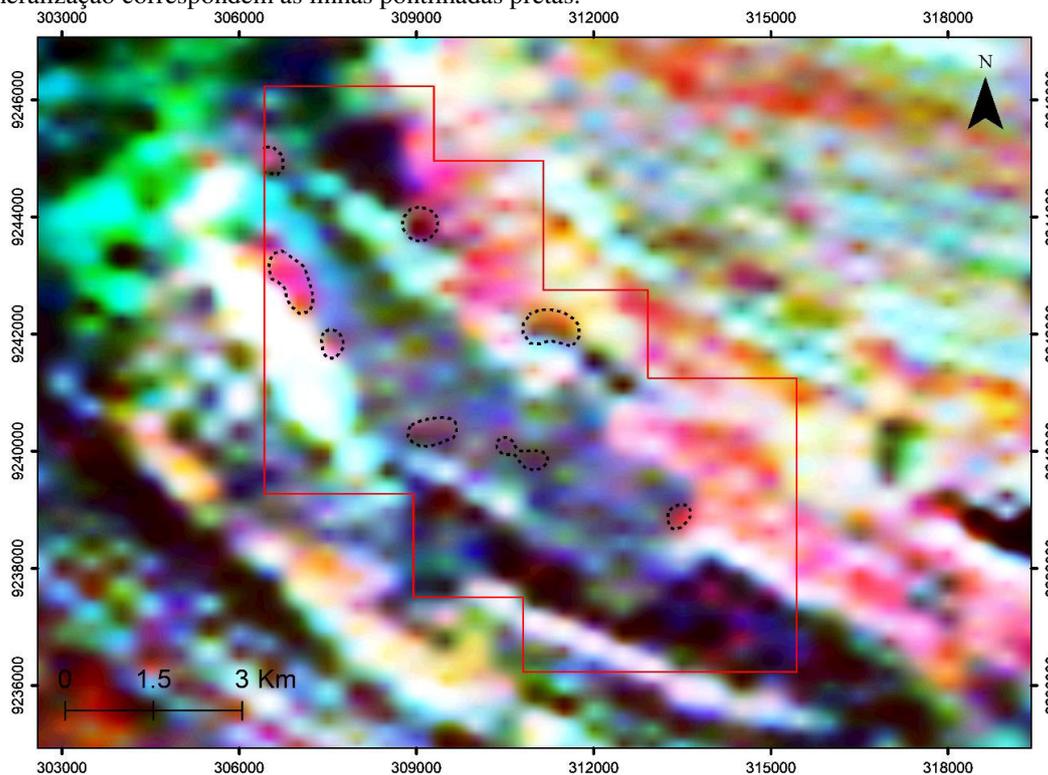
Aquisição de dados e confecção de mapa pré-campo

Esta etapa consistiu na aquisição de imagens ALOS PALSAR cedidas pela NASA Earth Data e obtidas pela plataforma ASF (*Alaska Satellite Facility*), e imagens dos sensores orbitais ETM+/Landsat-8, cedidas pelo USGS (*United States Geological Survey*) e obtidas através da plataforma Earth Explorer. Também foram analisados dados geológicos referentes a Folha Pio IX (SB.24-Y-A-VI) no formato *shapefile* disponibilizados pela CPRM (Serviço Geológico do Brasil) por meio da plataforma GeoSGB.

Após a consulta foi realizada a organização dos dados em plataforma SIG (Sistema de Informação Geográfica), onde as imagens ALOS foram tratadas no *software* Global Mapper 19 e analisadas junto as demais através do *software* ArcMap 10.4.1, e posteriormente integradas com dados dos *shapefiles* para elaboração dos mapas pré-campo em escala de semi-detulhe de 1:25.000.

Também foram adquiridas imagens de aerogeofísica cedidas e obtidos pela CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais) no formato digital tipo XYZ e GDB (GEOSOFT), contendo dados gamaespetrométricos e magnetométricos, provenientes do projeto aerogeofísico Centro Sudeste do Ceará, estes foram interpolados para produzir malhas com célula unitária de 125 metros através do *software* Oasis Montaj 8.4 e geração da imagem ternária (Figura 1.3). Na imagem foram marcados alvos, condicionados por anomalias mais fortes de potássio (vermelho) associado a anomalias de urânio (azul), Pires (1995) demonstra que essas anomalias podem identificar zonas de alteração hidrotermal, potencialmente mineralizadas.

Figura 1.3 - Mapa ternário de composição RGB, onde o canal do Th está em verde, do U em azul e do K em vermelho. A área do mapeamento corresponde ao tracejado em vermelho e os alvos de potenciais mineralização correspondem as linhas pontilhadas pretas.



Fonte: Elaborado pelas autoras.

1.6.2 Etapas de Campo

Mapeamento Geológico

Nesta etapa foram realizados diversos caminhamentos, a fim de se visitar os diversos afloramentos presentes na área de estudo, onde foram observadas as litologias, elementos estruturais, bem como as relações de contato, com ênfase nas alterações hidrotermais e ocorrência de minerais minério. Concomitante, foram coletadas amostras para a confecção de lâminas. Para auxiliar no desenvolvimento das atividades, foram utilizados martelos petrográficos, câmera fotográfica, lupas, bússolas geológicas tipos Brunton e Clar e receptor GPS Garmin eTrex 10.

1.6.3 Etapas pós-campo

Análise Petrográfica

Após a coleta de amostras em campo, foram confeccionadas, a partir das mesmas, lâminas delgadas e polidas para descrição petrográfica, possibilitando assim, uma caracterização mineralógica das rochas estudadas. As lâminas foram confeccionadas no LAMIN (Laboratório de Laminação da UFC) e a descrição feita com auxílio de microscópios petrográficos disponibilizados pelo Departamento de Geologia da UFC.

Integração dos dados

Nesta fase, todas as informações obtidas nas etapas de campo (mapeamento geológico) e pós-campo (descrição petrográfica) foram compilados para a elaboração do presente relatório final e do mapa geológico em escala de semi-detalle 1:25.000. Os dados estruturais foram processados no *software* OpenStereo 0.1.2 para confecção de diagramas, o mapa geológico foi confeccionado no *software* ArcMap 10.4.1.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 Introdução

Para uma melhor compreensão sobre a área de estudo, neste capítulo serão apresentados os aspectos geológicos de uma forma ampla, partindo das grandes unidades geotectônicas até o contexto regional da região de Pío IX, fundamentando-se em diversos trabalhos presentes na literatura científica.

2.2 Arcabouço Geotectônico

De acordo com Almeida *et al.* (1977, 1981), baseando-se na natureza das rochas do embasamento cristalino e das coberturas sedimentares, o Brasil divide-se em 10 províncias estruturais, são elas: Rio Branco, Tapajós, São Francisco, Tocantins, Mantiqueira, Borborema, bacias Amazônica, Parnaíba, Paraná e a província Costeira e de margem continental.

Situada na porção nordeste da plataforma Sul-Americana, a Província Borborema (PB), constituída por terrenos com idade variando entre o Arqueano e o Neoproterozoico, possui uma área de aproximadamente 450.000 km² (ALMEIDA *et al.*, 1977; BRITO NEVES *et al.*, 2000), limitando-se a sul pelo Cráton São Francisco, a oeste com a Bacia do Parnaíba e a leste pelas bacias costeiras (ALMEIDA *et al.*, 1977) (Figura 2.1). A PB é integrante do extenso sistema orogênico Brasileiro/Pan-Africano (OSAKO *et al.*, 2011), resultado da colisão entre os crátons São Luís/Oeste África e São Francisco/Congo, esta colisão, ocorrida há cerca de 600 Ma., foi responsável pela amálgama final do continente West Gondwana (ARTHAUD, 2007). Acredita-se que esta província faz parte de uma unidade muito maior, podendo ser correlacionada, através de aspectos litológicos e estruturais, com a porção Pan-Africana do Noroeste da África (BRITO NEVES *et al.*, 2001; MABESSONE, 2002; SANTOS *et al.*, 2004; OLIVEIRA, 2008).

A Orogênese Brasileira/Pan-Africana é extremamente importante para esta província, sendo caracterizada pelo desenvolvimento de grandes zonas de cisalhamento transcorrentes e, também, pelo intenso magmatismo granítico, o qual ocupa cerca de 30% do território (ALMEIDA *et al.*, 1981). Na PB, o *trend* principal das grandes estruturas encontram-se para NE, apresentando também grandes estruturas que se destacam com direções E-W, que são os lineamentos Patos e Pernambuco (ALMEIDA *et al.*, 1981).

Após a consolidação do Supercontinente Gondwana iniciou-se a sinéclise da Bacia do Parnaíba durante o Paleozoico, e, em seguida ocorreu a separação do

Supercontinente Pangea durante o Mesozoico, levando a formação da margem continental, bem como das bacias interiores marginais (ASMUS, 1984; MATOS, 1992 *apud* OLIVEIRA, 2008). Com a separação da América do Sul e da África, Oliveira (2008) destaca a ocorrência de eventos que marcaram o Cenozoico, por exemplo: o Vulcanismo Macau e o soerguimento do Planalto Borborema.

2.3 Domínios Tectônicos

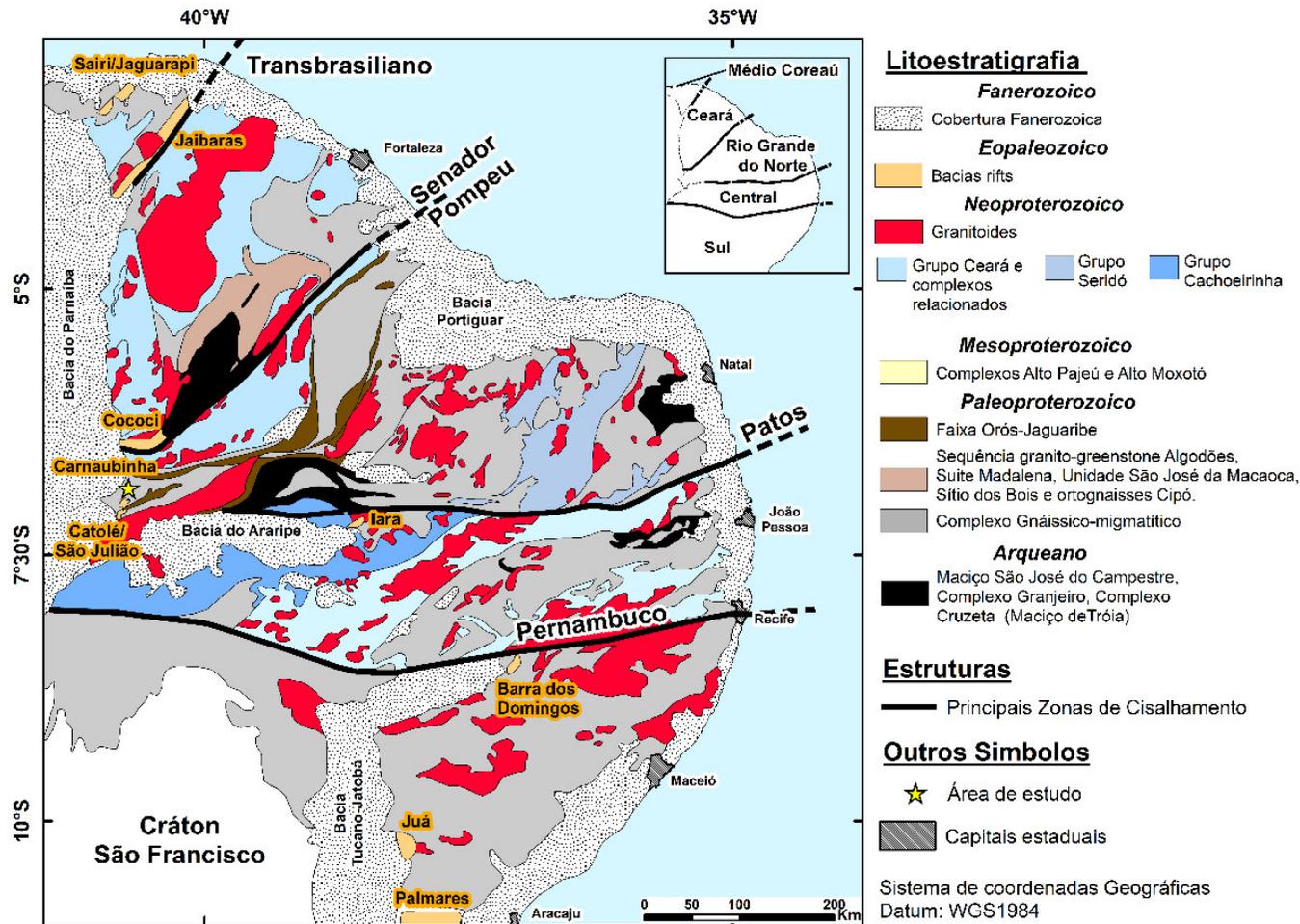
A PB possui uma história geológica complexa, gerando, assim, diversos modelos de divisão tectônica ao longo dos anos. Brito Neves (1975), baseando-se em dados bibliográficos, a dividiu em maciços medianos, sistemas de dobramentos e lineamentos, na época, o modelo de evolução aceito para a PB era monocíclico, onde o seu arcabouço teria sido formado durante o Ciclo Brasileiro.

Posteriormente, os pesquisadores começaram a contestar o modelo supracitado, defendendo um caráter policíclico para a unidade, no qual a deposição e a deformação das supracrustais teriam ocorrido durante a orogenia Riacciana, com retrabalhamento Brasileiro, onde apenas as faixas adjacentes aos crátons e a granitogênese é que teriam idade Neoproterozoica (JARDIM DE SÁ; HACKSPACHER, 1980; MACEDO *et al.*, 1984; JARDIM DE SÁ, 1984 *apud* SAMPAIO 2005). Em contrapartida, Caby (1984), Caby e Arthaud (1986) e Caby *et al.*, (1991), correlacionando a PB com as faixas africanas, defenderam que tanto a deformação, quanto a granitogênese seriam de idade Brasileira (*apud* SAMPAIO, 2005).

De acordo com Delgado *et al.*, (2003), baseando-se em diversos trabalhos existentes na bibliografia, a província divide-se em três segmentos fundamentais, Subprovíncia Setentrional, Subprovíncia da Zona Transversal (Central) e Subprovíncia Meridional (Externa), os quais são limitados por importantes zonas de cisalhamento. Estes, por sua vez, foram individualizados em domínios, terrenos e faixas, tendo como base feições litoestratigráficas, dados estruturais e geocronológicos, além de distintas assinaturas geofísicas.

A maioria dos pesquisadores adotam a divisão proposta por Brito Neves *et al.* (2000), que divide a província em cinco domínios tectônicos contínuos, a saber: *i*) Domínio Médio Coreaú (DMC); *ii*) Domínio Ceará Central (DCC); *iii*) Domínio Rio Grande do Norte (DRGN); *iv*) Domínio da Zona Transversal ou Central (DZT); e *v*) Domínio Sul ou Externo (DS). Para o projeto em tese, será adotado a classificação geral de Brito Neves *et al.* (2000), podendo esta ser subdividida em outras quando necessário (Figura 2.1).

Figura 2.1 - Contexto geotectônico da Província Borborema.



Fonte: Modificado de Berni *et al.* (no prelo, modificado de VERÍSSIMO *et al.* 2016 e MEDEIROS, 2004).

2.3.1 Domínio Médio Coreaú (DMC)

Situa-se na porção noroeste da Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II (Lineamento Transbrasiliano-Kandi), compreendendo o Terreno Granja e a Faixa Martinópolis-Ubajara (DELGADO *et al.*, 2003). O embasamento do DMC é constituído por rochas de alto grau metamórfico, com idade em torno de 2.35 Ga (BRITO NEVES *et al.*, 2000), representado pelo Complexo Granja, o qual é formado, basicamente, por ortogneisses com composição TTG, granulitos orto e paraderivados, bem como migmatitos. Baseando-se em idades U-Pb, Sm-Nd e Pb-Pb, acredita-se que estas rochas correspondam à uma crosta juvenil formada em um ambiente de arco magmático.

Acima da unidade supracitada, ocorre a Faixa Martinópolis-Ubajara, depositada e metamorfizada em torno de 775 e 808 Ma (U-Pb em zircão) e 650 Ma (U-Pb em titanita), respectivamente (SANTOS *et al.* 1999, *apud* Delgado *et al.* 2003). Segundo Delgado *et al.* (2003), a faixa é constituída por sequências supracrustais de margem continental passiva, com a porção inferior representada pelo grupo Martinópolis, caracterizada por apresentar na base quartzitos e metacalcários intercalados com rochas metavulcânicas (Formação São Joaquim), sendo estes seguidos por uma sequência metapelitocarbonática (Formações Covão e Santa Terezinha). O Grupo Ubajara, por sua vez, é interpretado como de ambiente flúvio-marinho, onde ocorrem sedimentos clastopelíticos (Formações Trapiá e Caiçaras), com fácies carbonáticas (Formação Frecheirinhas), a qual é recoberta por uma nova sequência clastopelítica (Formação Coreaú).

É importante citar que nesse domínio ocorrem bacias transtensionais, sendo a mais importante delas a Bacia de Jaibaras, correlacionável à Bacia de Carnaubinha, foco deste trabalho. Desenvolvida entre o Ediacarano e o Cambro-ordoviciano, a bacia de Jaibaras é preenchida por duas sequências sedimentares tipicamente continentais, constituídas por conglomerados, arenitos, siltitos e/ou folhelhos com contato gradacional, apresentando, também, vulcanismo bimodal associado (PARENTE, *et al.*, 2011).

2.3.2 Domínio Ceará Central (DCC)

Compreende a região limitada a NW pela zona de cisalhamento Sobral-Pedro II (Lineamento Transbrasiliano), a SE pela zona de cisalhamento Senador Pompeu (ZCSP) e é recoberto, na porção SW-W, pelos sedimentos da Bacia do Parnaíba (AMARAL, 2007).

Resumidamente, o DCC corresponde ao bloco crustal formado por um *i*) Embasamento de ortognaisses e migmatitos félsicos de alto grau, com idade Paleoproterozoica, que encontram-se em associação com as rochas supracrustais da unidade Algodões e contém um bloco remanescente de crosta Arqueana (Complexo Cruzeta); *ii*) Rochas supracrustais Neoproterozoicas de alto grau representadas por algumas unidades do Complexo Ceará e do Grupo Novo Oriente; *iii*) Grande volume de granitoides Neoproterozoicos que correspondem ao Complexo granítico-migmatítico Tamboril-Santa Quitéria, além de *iv*) Granitoides anorogênicos e pós-colisionais Neoproterozoicos a Cambrianos espalhados (FETTER *et al.*, 2000; ARTHAUD, 2007; ARAÚJO *et al.*, 2012).

Destaca-se a presença da Bacia eopaleozoica do Cococi nesse domínio, ocorrendo de forma discordante sobre as rochas do embasamento (GOMES; VASCONCELOS, 2000).

2.3.3 Domínio Rio Grande do Norte (DRGN)

A região que compreende este domínio ocupa uma área de aproximadamente 150.000 km² da PB, limitando-se a oeste pela zona de cisalhamento Orós/Aiuaba, ao sul pelo lineamento de Patos, estando encoberta pela Bacia Potiguar e sedimentos costeiros cenozoicos, a norte e leste, respectivamente. De acordo com Delgado *et al.* (2003), esse domínio é composto pelas faixas Orós-Jaguaribe e Seridó, e pelos terrenos Rio Piranhas, São José do Campestre e Granjeiro.

A área de estudo do presente projeto está inserida no Domínio Rio Grande do Norte, assim, este será detalhado no próximo item.

2.3.4 Domínio da Zona Transversal ou Central (DZT)

Situado entre os Lineamentos Patos a norte e Pernambuco a sul, com *trend* estrutural leste-oeste, o DZT é composto por terrenos amalgamados, segundo Delgado *et al.* (2003), pelos eventos orogênicos Cariris-Velhos (1,0 a 0,95 Ga) e Brasiliano (750 a 520 Ma), sendo constituído pela Faixa Cachoeirinha e pelos terrenos Alto Pajeú, Alto Moxotó e Rio Capibaribe.

A Faixa Cachoeirinha, de caráter turbidítico, é representada pelas formações Santana dos Garrotes (metarritimitos pelítico e psamítico, metagrauvaca, formação ferrífera e metavulcânicas) e Serra do Olho D'Água (metaconglomerado polimítico e metarritimitos pelíticos e psamíticos), sendo estas as fácies distal e proximal,

respectivamente (DELGADO *et al.*, 2003). Alguns autores a caracterizam como grupo, estando inserida no Terreno Piancó-Alto Brígida (TPAB), juntamente com o Complexo Salgueiro-Riacho Gravatá, no entanto, nesta classificação adotada, o TPAB foi substituído pela faixa Cachoeirinha, enquanto o complexo supracitado foi inserido no Terreno Alto Pajeú.

Baseando-se em Delgado *et al.* (2003), o Terreno Alto Pajeú é constituído pelo Complexo Riacho Gravatá (xistos, filitos, metavulcânicas máficas a félsica, metaultramáfica e metapelito carbonático, que são metamorfisados nas fácies xisto verde até anfibolito baixo), Complexo São Caetano (representado por sequências metassedimentares e metavulcânicas), Suíte Recanto/Riacho do Forno (formada por ortognaisses com fácies variadas) e os complexos metavulcanossedimentares Riacho da Barreira (gnaisse, xisto, mármore, quartzito, mica xisto com intercalações de talco xisto, hornblendito, bem como formações ferríferas) e Irajá (possível terreno alóctone do Brasileiro I, inserido sobre as rochas do evento Cariris-Velhos).

O Terreno Alto Moxotó é composto pelo Complexo Sertânia (uma sequência basicamente pelítica, apresentando fácies migmatíticas em diferentes estágios de fusão parcial, com pequenas porções de material vulcânico ou vulcanoclástico), Complexos Floresta e o Cabaceiras (ortognaisses de composição TTG), bem como unidades alóctones dos Complexos Lagoa das Contendas (suíte de composição aluminosa, calcioalcalina de médio a alto potássio) e Sumé (ortognaisse trondhjemítico, com presença de enclaves de rochas metraultramáficas e anfibolito com granadas) (DELGADO *et al.*, 2003).

Por fim, o Terreno Rio Capibaribe é formado pelos Complexos Pão de Açúcar (unidades polimigmatíticas e graníticas), Complexo Salgadinho (ortognaisses bandados, ricos em biotita ou anfibólio), Complexo Vertentes (rochas metavulcanossedimentar, tais como xisto, metaturbidito intercalado com metabasalto, metavulcânica e metavulcanoclástica), Complexo Surubim-Caroalina (sequências do tipo QPC), bem como as suítes Serra de Taquaritinga (granodiorítica/augengranítica) e Passira (anortositos, gabros, gabro-noritos, além de lentes de rochas ultramáficas com óxidos de Fe-Ti) (DELGADO *et al.*, 2003; BRITO NEVES, *et al.*, 2013).

Destaca-se a presença da Bacia sedimentar de Iara, de idade eopaleozoica, nesse domínio, a qual situa-se em grábens rebaixados pelo Lineamento de Patos (PARENTE; ARTHAUD, 2004; HUHNS *et al.*, 2011).

2.3.5 Domínio Sul ou Externo (DE)

Localizado entre os lineamentos Pernambuco a norte e o Cráton São Francisco a sul, é constituído pelos terrenos Pernambuco-Alagoas, Paulistana-Monte Orebe e Canindé-Marancó, bem como pelas faixas Riacho do Pontal e Sergipana.

O Terreno Paulistana-Monte Orebe compreende os Complexos Paulistana e Santa Filomena (compostos, principalmente, por rochas metassedimentares do tipo QPC), Monte Orebe (metabasalto, rochas metaultramáficas, metachert, e rochas metassedimentares, como quartzo xisto, filito, dentre outras) e Brejo Seco (constituído por rochas máficas-ultramáficas plutônicas, metavulcanossedimentares e metassedimentares), todos datados do mesoproterozoico (DELGADO *et al.*, 2003).

O Terreno Pernambuco-Alagoas, cortado em duas porções pelo rifte Tucano-Jatobá, contém os Complexos Cabrobó (rochas metassedimentares e metavulcanossedimentares), Belém do São Francisco (ortognaisses leucogranítico róseo e tonalítico-granodiorito, em geral migmatizados), ambos cortados por corpos graníticos Brasileiros, e também um fragmento Arqueano, o Riacho Seco, representado por ortognaisse de composição variável, bem como sequências metassedimentares. Já o Terreno Canindé-Marancó engloba os Complexos Marancó e Canindé (rochas metassedimentares e metavulcânicas máficas e félsicas), bem como suítes brasileiras de médio a alto potássio (DELGADO *et al.*, 2003).

Além das unidades supracitadas, este domínio também engloba as faixas Riacho do Pontal e Sergipana, antigas bacias de margem passiva formadas durante a Orogênese Brasileira (UHLEIN *et al.*, 2011).

2.4 Domínio Rio Grande do Norte (DRGN)

Conforme citado anteriormente, devido à área de estudo do presente relatório estar inserida nesse domínio, este será detalhado a seguir:

2.4.1 Terreno ou Maciço São José do Campestre

De acordo com Delgado *et al.* (2003), esse terreno é composto por um núcleo arqueano denominado de Bom Jesus-Presidente Juscelino, o qual é circundado por ortognaisses paleoproterozoicos. Baseando-se em Dantas (1997 *apud* DELGADO *et al.*, 2003), o metatonalito Bom Jesus corresponde à porção mais antiga, com 3,41 Ga, no entanto, ocorrem, também, rochas do Complexo Presidente Juscelino, com idades entre 3,25 Ga e 3,08 Ga, constituído por ortognaisses de composição TTG e migmatitos.

Além das unidades supracitadas, ocorrem o Complexo Brejinho (3,17 Ga), o qual é considerado o primeiro testemunho de acreção juvenil, o Complexo Senador Elói de Souza (do arqueano, mas sem idade definida) composto por ortognaisses intercalados com metamáfitos, o plutonismo sienogranítico São José do Campestre (2,68 a 2,65 Ga), bem como as unidades paleoproterozoicas, representadas pelos Complexos João Câmara (gnaisses e migmatitos diversos), Santa Cruz (série magmática de composição granodiorítica e filiação calcialcalina), Serrinha-Pedro Velho (ortognaisses de composição TTG) e a Suíte Inharé (diques de anfíbolitos e hornblenditos).

2.4.2 Terreno Granjeiro

Representado pelo Complexo Granjeiro, esse terreno é composto por duas associações: *i*) uma sequência supracrustal, constituída por uma grande variedade de rochas, tais como metamáficas anfíbolitizadas, tufos máficos e félsicos, metaultramáficas associadas com gnaisses, xistos, formações ferríferas bandadas, dentre outras, e *ii*) uma sequência metaplutônica, formado por ortognaisses de composição tonalítica a granodiorítica, com presença de porções trondhjemíticas, esta última com idades entre 2,55 a 2,65 Ga, indicando, assim, tratar-se de um possível sistema arco magmático-bacia oceânica (DELGADO *et al.*, 2003).

2.4.3 Terreno Rio Piranhas

Segundo Brito Neves (1983 *apud* NASCIMENTO, 2000), o nome Rio Piranhas foi utilizado para intitular as litologias correspondentes ao embasamento da Faixa Seridó, as quais são rochas de alto grau, sendo representadas, de forma simples, por duas associações principais: *i*) sequências metavulcanossedimentares, constituídas por anfíbolitos e paragnaisses diversos e *ii*) suítes metaplutônicas, com composição tonalítica a granítica, sendo esta última mais dominante.

Segundo Delgado *et al.* (2003), esse terreno é composto pelos Complexos São Vicente, Caicó, bem como pela Suíte Poço da Cruz. O primeiro possui idade de cristalização em torno de 2,16 Ga (U-Pb), sendo representado por ortognaisses TTG e migmatitos, com presença de mesossoma diorítico-gabróico, sendo cortado por enxame de diques de anfíbolitos), enquanto o Complexo Caicó, de idade 2,24 Ga (U-Pb), constitui-se por ortognaisses bandados, maciços e migmatitos, os quais intercalam-se com rochas máficas e supracrustais. Por fim, ocorrem augengnaisses graníticos a quartzomonzoníticos constituindo a Suíte Poço da Cruz.

2.4.4 Faixa Seridó

Bastante afetada por estruturas e magmatismos do neoproterozoico, a Faixa Seridó corresponde à sequência supracrustal, que repousa discordantemente sobre o embasamento, representada pelo Grupo Seridó, o qual é dividido nas Formações Jucurutu, Equador e Seridó (NASCIMENTO, 2000; DELGADO *et al.*, 2003).

A Formação Jucurutu, base do Grupo, constitui-se, principalmente, por paragneisses, sendo estes intercalados com mármores, quartzitos, mica xisto, rochas calcissilicáticas e metavulcânicas, já a Formação Equador caracteriza-se por quartzitos, com presença de metaconglomerados e paragneisses subordinados. A formação do topo, Seridó, contém mica xisto, bem como metagrauvaca, mármore e metavulcânicas. As idades, baseadas em U-Pb em zircões detríticos, indicam cerca de 650 Ma e 647 Ma para as formações da base e do topo, respectivamente.

2.4.5 Sistema Orós-Jaguaribe (SOJ)

O Sistema Orós-Jaguaribe representa uma zona linear contínua, de forma sigmoidal, com uma extensão de aproximadamente 500 km e largura de 15 km, na porção mais estreita, ultrapassando 75 km em suas regiões mais amplas (PARENTE; ARTHAUD, 1995). Esse sigmoide apresenta duas inflexões principais, a de Icó, que passa de ENE-WSW a oeste para NNE-SSE, e a de Banabuiú, marcada pela inflexão NNE-SSW para NE-SW. A área de estudo está localizada no extremo oeste deste sistema.

Alguns autores defendem a ideia que esse sistema representa apenas parte de uma grande unidade, Caby e Arthaud (1986 *apud* PARENTE; ARTHAUD, 1995), por exemplo, destacam a semelhança entre os ortogneisses alcalinos, subalcalinos e sieníticos presentes na região de Orós com os existentes no Cinturão Panafricano do Oeste da África, datados de 1.75 a 1.7 Ga.

De forma simples, o SOJ é constituído pelas sequências Vulcano-sedimentares de Orós a oeste e Jaguaribe a leste (MENDONÇA; BRAGA, 1987), as quais associam-se com ortogneisses porfiríticos, subalcalinos a alcalinos, sendo separados por um embasamento que pode ser subdividido em dois blocos, Jaguaretama e São Nicolau, nas porções NS e EW, respectivamente (PARENTE; ARTHAUD, 1995).

A seguir serão descritas as unidades fundamentais desse sistema, baseando-se na bibliografia mais tradicional e utilizada: Parente e Arthaud (1995).

2.4.5.1. Litoestratigrafia

De forma simples, a litoestratigrafia da região é retratada pela presença de um embasamento interno, o qual é responsável por separar as faixas Paleoproterozoicas. Acima destas ocorrem coberturas mesozoicas, representadas pelas bacias de Iguatu, e diques básicos pós-tectônicos, estas últimas não retratadas nesse trabalho (Figura 2.2).

○ *Embasamento*

O embasamento interno é representado pelos Blocos Jaguaretama e São Nicolau, sendo estes considerados uma estrutura direta da Faixas Orós e Jaguaribe ao invés do resultado de uma colagem tectônica ao longo das zonas de cisalhamento dúctil. Litologicamente, o Bloco Jaguaretama é representado por ortognaisses tonalíticos com mobilizados trondhjemiticos, ortognaisses granítico, geralmente bandados e com porções migmatizadas, além de rochas metassedimentares, em geral migmatizadas, pelíticas, com biotita-granada-sillimanita, além de raros quartzitos e calcissilicáticas. O Bloco São Nicolau é bastante semelhante com o Jaguaretama, no entanto, a principal diferença entre estes é a sua menor abundância em paraderivadas.

De acordo com Veríssimo *et al.* (2014), o Bloco (ou Complexo) São Nicolau é composto por duas unidades: *i*) Pio IX: composta por ortognaisses migmatizados, com presença de mobilizados graníticos e anortosíticos. Ocorrem faixas com predomínio de ortognaisses de composição variando entre tonalítico a granodiorítico, os quais podem apresentar horizontes ricos em anfíbolitos e rochas metagabróicas; e *ii*) Alagadinho, representada por paragnaisses granadíferos, com faixas de calcissilicáticas e anifibolíticas, os quais podem estar migmatizados e apresentar mobilizados de composições diversas, como granitos leucocráticos.

○ *Faixa Orós*

É constituída por rochas metassedimentares, metavulcânicas e metaplutônicas. Os litotipos metassedimentares são representados por xistos aluminosos intercalados por quartzitos, mármore calcíticos, dolomíticos e magnesianos, calcissilicáticas e quartzitos carbonosos.

As metavulcânicas são caracterizadas por rochas félsicas e máficas, estas subordinadas. As primeiras possuem, em geral, composição dacíticas, riodacítica e riolíticas, com idades aproximadas de 1.800 Ma, enquanto as segundas são representadas por xistos com cloritas, metabasaltos e metandesitos, podendo estar associados e/ou recortados por rochas hipoabissais.

Já as rochas metaplutônicas, que recortam as litologias sobreditas, são retratados por ortognaisses com composições variadas, a exemplo: i) facoidais (tipo Lima Campos) com composição granítica, textura porfírica, com porções com textura rapakivi; ii) de composição granodiorítica, com presença de hornblenda e/ou biotita; iii) porfíricos milonitizados (tipo Cariús). Além destes ocorrem intrusões neoproterozoicas, representadas pelos granitos Jucás, Saboeiro e da Serra dos Morais.

De forma simples, o Grupo Orós pode ser individualizado em três unidades distintas: **i)** Suíte Campo Alegre 3: constituída por metatufos ácidos e básicos, podendo ocorrer níveis com calcissilicática, mármore, xistos, metabásicas e metariolitos; **ii)** Formação Quixaba: no topo, é representada por mármore calcítico, com coloração variando entre branco e cinza claro, os quais gradam para rochas calcissilicáticas, sendo estas recortadas por diques de metraquiandesitos; e **iii)** Formação Santarém: composta por xistos feldspáticos intercalados com rochas calcissilicáticas, metavulcânicas ácidas e básicas e metavulcanoclásticas (VERÍSSIMO, *et al.* 2014).

Figura 2.2 - Estratigrafia tipo do Sistema Orós-Jaguaribe (Faixa Orós).

Idade	Unidade Litoestratigráfica	Legenda	Tipos Litológicos
Mesozóico / Cenozóico	Aluviões		Areias e cascalhos não consolidados
	Diques Básicos		Diabásios
Proterozóico Superior	Bacias de Iguatu, Malhada Vermelha, Lima Campos e Icó		Folhelhos, arenitos arcoseanos e conglomerados polimíticos
	Intrusões Graníticas		Granitos alcalinos a sub-alcalinos (1); Granitos porfíricos a megacristais de FK (2); Ortognaisses com biotita de granulção média (3); Ortognaisses com biotita porfírica milonitizado (4)
	Intrusões Básicas		Metahornblenda gabros e metahornblenditos (900 Ma, Sá 1991)
Proterozóico Médio (1800/1000Ma)	Faixa Orós		Ortognaisses oftálicos com megacristais de FK (1); Ortognaisses com anfibólios sódicos porfíricos milonitizados (2); Granodioritos gnáissicos com biotita (3)
			Metapelitos com intercalações de metaconglomerados carbonatados polimíticos (mcp), de quartzitos (qz), de mármore calcíferos (mc), dolomíticos (md) e magnesíferos (mn), de calcossilicatos (cs)
			Metavulcânicas porfíricas ácidas Metavulcânicas básicas e básicas-intermediárias
Proterozóico Inferior/Arqueano (>1800 Ma)	Embasamento		Paragnaisses migmatizados com mobilizados granatíferos (b); Ortognaisses de composição granodiorítica à tonalítica parcialmente migmatizados com mobilizados e hornblenda.

Fonte: Adaptado de Parente e Arthaud (1995).

○ *Faixa Jaguaribe*

Nesta faixa ocorre a predominância de rochas ígneas metamorfisadas com rochas metassedimentares associadas. As rochas vulcânicas são representadas por lava e

piroclásticas ácidas, com composição predominante riolítica, sendo recortadas pelas rochas plutônicas, tais como ortognaisses facoidais e diques de diorito intrudidos em gnaisses. As rochas metassedimentares são representadas, principalmente, por xistos e quartzitos.

2.4.5.2 Deformação e Metamorfismo

Ambas faixas se caracterizam por apresentar um caráter monocíclico de deformação e um regime transcorrente dextral, apresentando uma foliação de alto ângulo, quase subvertical na porção norte-sul e com mergulhos superiores à 45° na porção leste-oeste. Ocorrem zonas de cisalhamento marcadas por milonitos e ultramilonitos paralelos a foliação das faixas. O embasamento apresenta um caráter policíclico, características distintas, com mergulhos, em geral, inferiores à 45° (bloco Jaguaretama), caracterizando, assim, um tectônica tangencial, enquanto o São Nicolau apresenta uma tectônica transcorrente mais atuante.

Com relação ao metamorfismo, a faixa Orós apresenta uma variação entre xisto verde a anfibolito baixo, de oeste para leste, respectivamente, em contrapartida, o embasamento apresenta um metamorfismo em fácies anfibolito alto, destacado pelos litotipos que apresentam uma migmatização incipiente a acentuada e metapelitos com presença de sillimanita.

2.5 Bacias de Transição da Província Borborema

De forma simples, o estágio de transição pode ser definido como um intervalo de tempo onde uma região evoluiu de condições paraplataformais para ortoplataformais após a tectono-orogênese do período geossinclinal (ALMEIDA, 1969 *apud* TEIXEIRA *et al.*, 2004). Segundo Teixeira *et al.* (2004), esse estágio corresponde à fase molassa ou de colisão continental, no entanto, é importante ressaltar que o termo molassa é empregado, em geral, erroneamente. Seu conceito inicial era utilizado para designar sequências clásticas responsáveis pelo preenchimento das antifossas alpinas e, com o passar do tempo, este foi sendo modificado, passando a ser utilizado para caracterizar as fácies sedimentares que possuíssem estilo deposicional semelhante à aquelas molassas alpinas, mas com condições tectônicas adversas.

De acordo com Parente *et al.* (2004), ao longo da PB ocorrem diversas bacias da transição Proterozoicas-Fanerozoicas, as quais são compostas, de forma simples, por sequências clásticas imaturas, representadas por conglomerados, arenitos e folhelhos,

apresentando mudanças gradacionais entre si, podendo estar ou não associadas com magmatismo bimodal. Baseando-se em Brito Neves (1998), os autores supracitados dissertam que essas bacias podem ser agrupadas, por meio de sua associação litológica e ambiente tectono-estratigráfico, em dois tipos distintos, sendo elas: *i*) as que se desenvolvem ao longo de zonas de cisalhamento ou lineamentos tectônicos, a exemplo as que serão citadas neste trabalho, e *ii*) e as bacias antepaís e intrafossas.

As bacias de transição da PB são, geralmente, controladas por zonas de cisalhamento transcorrentes, com direção NE-SW ou E-W, tais como: *i*) Jaibaras: limitada pelos lineamentos Sobral-Pedro II (leste) e Café-Ipueiras (oeste); *ii*) Cococi/Rio Jucá: limitada pela zona de cisalhamento Senador Pompeu; *iii*) Iara: ao longo do lineamento Patos (sul) e zona de cisalhamento Cuncas; *iv*) Sairi: zona de cisalhamento Jaguarapi; e *v*) Catolé/São Julião, ao longo da zona de cisalhamento Tatajuba. As bacias de maior extensão ocorrem na porção oeste da província, sendo sotopostas pelos sedimentos da Bacia Parnaíba (PARENTE *et al.*, 2004).

Nessas bacias, as associações sedimentares foram denominadas por Parente *et al.*, (2004) de Alfa Inferior e Alfa Superior, as quais são caracterizadas por serem produtos de sistemas de leques deltaicos prográdantes em corpos lacustres (ou possíveis mares rasos), podendo estar associado ou não com material proveniente de vulcanismo, e produtos de fluxos detríticos subaéreos, podendo estar relacionado com corpos aquosos rasos, possivelmente lacustre, respectivamente.

De acordo com as semelhanças existentes, tais como a presença de associações clásticas imaturas, a proximidade com uma das principais sinéclises fanerozoicas (Bacia do Parnaíba), dentre outros fatores, a Bacia de Carnaubinha, principal objeto de estudo dessa pesquisa, que será detalhada em um capítulo posterior, também se encontra inserida no grupo das bacias de transição. Devido à importância nesse estudo e as semelhanças existentes com Carnaubinha, as Bacias de Jaibaras e Cococi serão detalhadas, de forma sucinta, a seguir:

2.5.1 Bacia de Jaibaras

Caracterizada por intensa quantidade e diversidade de estudos, a Bacia de Jaibaras é constituída pelo Grupo homônimo, sendo marcado por duas sequências, conforme citadas no tópico anterior: *i*) Alfa Inferior, representada pelas formações Massapê, Pacujá e Parapuí e *ii*) Alfa Superior, constituída pelas formações Parapuí e Aprazível.

○ ***Formação Massapê***

Segundo Pedrosa Júnior (2015), as rochas da Formação Massapê, que representam a base do grupo, ocorrem em porções mais restritas da bacia, associando-se em geral à Falha de Café-Ipueiras, sendo representada por conglomerados polimíticos e brechas, com matriz variando entre argilosa a areno-argilosa, apresentando clastos angulosos a subangulosos, indicando, assim, que as fontes eram proximais.

○ ***Formação Pacujá***

A Formação Pacujá, marcada pela presença de arenitos mais finos e material mais pelítico, representa a porção mais distal da Formação Massapê, ocorrendo predominantemente na porção central do rifte. O conjunto dessa sedimentação pode ser interpretado como um ambiente fluvial que passa para um delta e, na porção mais distal, para um lago (OLIVEIRA, 2001).

○ ***Formação Parapuí***

De acordo com Costa *et al.* (1973 *apud* PEDROSA JÚNIOR, 2015), a Formação Parapuí é composta por uma suíte de rochas vulcânicas, as quais incluem derrames de lavas e sedimentos piroclásticos, bem como unidades subvulcânicas, constituída por diques e sills, sendo ambas recortadas por intrusões graníticas eopaleozoicas representadas pelos granitos Meruoca e Mucambo.

○ ***Formação Aprazível***

De forma geral, esta assemelha-se com à Formação Massapê, sendo composta por brechas e conglomerados polimíticos, onde os seixos são compostos por fragmentos das formações sotopostas, assim como do embasamento cristalino (OLIVEIRA, 2001; PEDROSA JÚNIOR, 2015). A ocorrência de novas fácies conglomeráticas indica um possível pulso tectônico, a qual provocou uma nova subsidência na bacia (OLIVEIRA, 2001).

2.5.2 Bacia do Cococi

Representada pelo Grupo Rio Jucá, os sedimentos dessa bacia recobrem, de forma discordante, as rochas do embasamento pré-cambriano e são recobertos pelos sedimentos paleozoicos da Formação Jaicós, fortalecendo, assim, a ideia de tratar-se de uma bacia eocambriana (GOMES; VASCONCELOS, 2000). Nesta, as Formações Angico Torto e Cococi representam a sequência Alfa Inferior, enquanto a Formação Melancia encontra-se na Alfa Superior (PARENTE, *et al.*, 2004).

○ ***Formação Angico Torto***

Caracteriza-se por ser a unidade basal, ocorrendo ao longo das bordas da bacia, é composto por conglomerados arcossianos, com seixos compostos por litotipos pré-cambrianos, tais como granitos, gnaisses, etc., os quais intercalam-se com arenitos mais finos e siltitos (GOMES; VASCONCELOS, 2000).

○ ***Formação Cococi***

Ocorre de forma predominante ao longo da Bacia, com melhores exposições ao longo do Rio Jucá, sendo composta, basicamente, por rochas sedimentares pelíticas na base, a exemplo: folhelhos, ardósias, siltitos calcíferos e argilitos, os quais possuem coloração avermelhada ou arroxeadada, e arenitos arcossianos no topo (GOMES; VASCONCELOS, 2000).

○ ***Formação Melancia***

Assim como a Formação Aprazível (Bacia de Jaibaras), é composta por conglomerados e brechas, caracterizando uma reativação tectônica (novo processo de subsidência), seguindo-se, na porção mais superior, por arenitos finos, siltitos e pelitos (GOMES; VASCONCELOS, 2000).

Santos Filho *et al.* (2015), destaca a ocorrência de rochas vulcânicas, encontradas nos limites da bacia, na forma de basaltos e riolitos, e vulcanoclásticas, identificadas por estudos geofísicos, a qual denominou de Formação Miranda, em referência ao riacho homônimo que ocorre na porção norte da bacia.

2.6 Bacia do Parnaíba

Implantada sobre os riftes cambro-ordovicianos, a Bacia do Parnaíba recobre porções de importantes bacias de transição, tais como Jaibaras, Cococi e São Julião (SILVA *et al.*, 2003), sendo constituída pelos Grupos Serra Grande, Canindé, Balsas, Mearim, bem como as Formações Grajaú, Codó e Itapecuru (GÓES; FEIJÓ, 1994). Nesse relatório só será detalhado, de forma simples, o Grupo Serra Grande, unidade presente na área deste projeto.

Segundo Góes e Feijó (1994), o Grupo Serra Grande (Siluriano) compreende três Formações, a saber: Ipu, Tianguá e Jaicós. De acordo com os autores supracitados, a Formação Ipu é composta por arenito hialino, médio a grosso, com presença de siltitos, folhelhos e diamictitos, sendo estes oriundos de um sistema fluvial anastomosado, com influência periglacial. A Formação Tianguá é composta por folhelhos cinzas, siltitos, arenitos micáceos, os quais foram depositados em ambiente nerítico.

Já a Formação Jaicós é representada por arenitos médio a grossos, com seixos angulares a subangulares, mal selecionados, podendo estes apresentarem estratificação cruzada ou lenticular, sendo caracterizados por uma sedimentação de ambiente fluvial entrelaçado (GÓES; FEIJÓ, 1994; VAZ *et al.*, 2007).

3 GEOLOGIA DA BACIA DE CARNAUBINHA

3.1 Litoestratigrafia

Neste capítulo estão compilados os dados obtidos acerca das unidades litológicas descritas no mapeamento de semi-detalle (1:25.000) que aborda a Bacia de Carnaubinha e suas adjacências, no qual buscou-se definir aspectos texturais, mineralógicos e estruturais das litologias aflorantes na área.

Na área mapeada (Apêndice A), o embasamento consiste em ortognaisses tonalíticos a granodioríticos paleoproterozoicos (GOMES; VASCONCELOS, 2000), seguidos por duas sequências supracrustais associadas a ortognaisses porfiríticos de composição alcalina a sub-alcalina, com idades paleo a mesoproterozoicas (PARENTE; ARTHAUD, 1995), aqui representadas por mármore, xistos, metasiltitos e metariolitos. Estas rochas foram deformadas em regime dúctil e metamorfizadas em fácies xisto verde. Um evento extensivo no Eopaleozoico foi responsável pela abertura de uma bacia tipo rifte, culminando na deposição de uma sequência clástica imatura formada por conglomerados, arenitos, folhelhos e siltitos. Esta é intrudida por diques vulcânicos ácidos. Estas duas unidades, afloram na porção central da área mapeada e constituem a Bacia de Carnaubinha. Os arenitos conglomeráticos do Grupo Serra Grande (Bacia do Parnaíba) afloram na porção NE da área e sobrepõem de maneira discordante às rochas sedimentares da Bacia de Carnaubinha e rochas do embasamento.

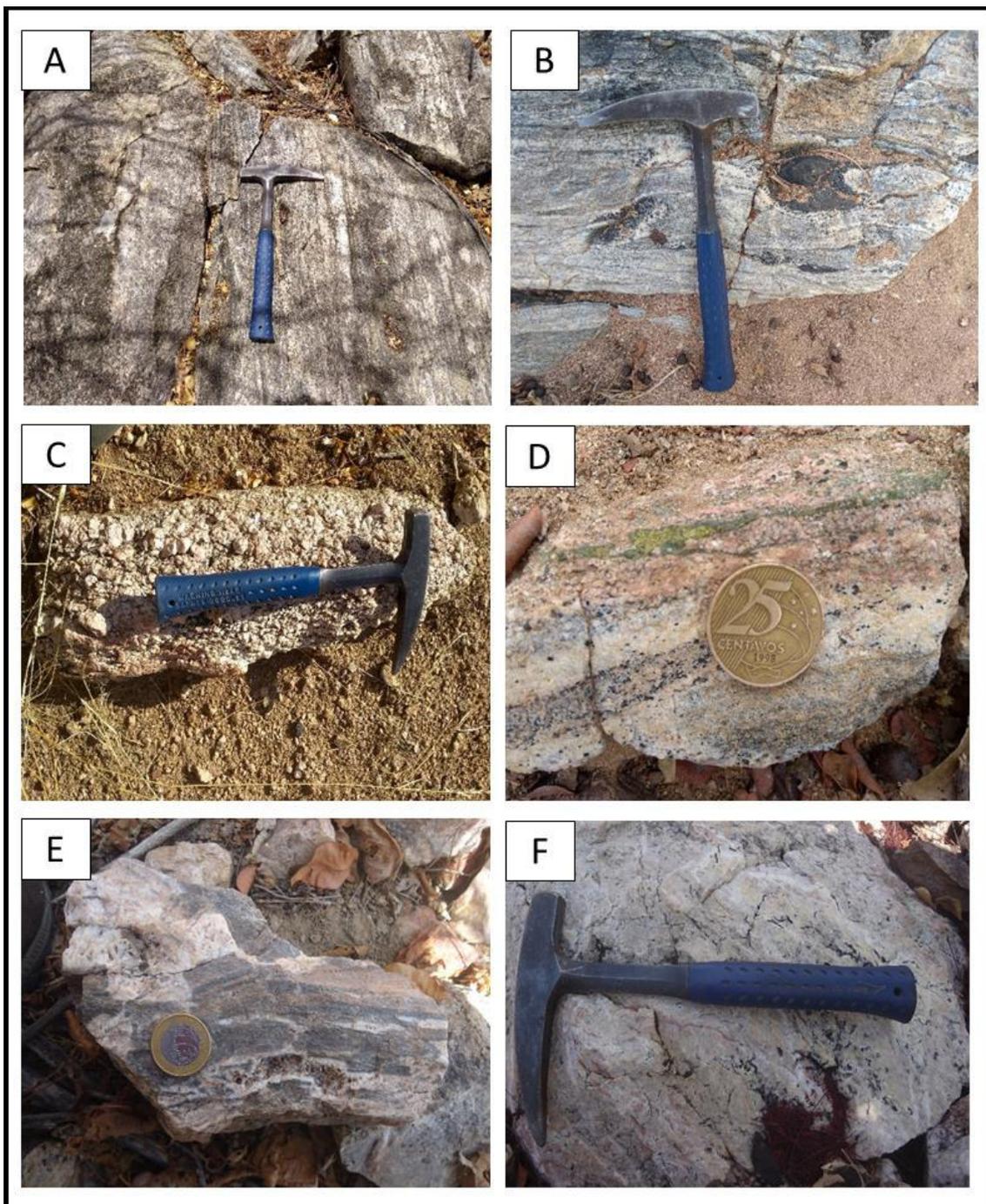
3.1.1 Complexo São Nicolau

Na área mapeada as rochas dessa unidade se localizam na porção norte e ocorrem preferencialmente em locais de topografia arrasada, na forma de afloramentos rasteiros, lajedos ou blocos soltos, de extensão métrica. Mineralogicamente são compostos por anfibólio, biotita, plagioclásio, feldspato alcalino e quartzo, caracterizam-se como ortognaisses de composição tonalítica a granodiorítica, comumente exibem bandamento gnáissico (Figura 3.1-A) e por vezes encontram-se localmente migmatizados, podendo conter restitos anfibolíticos (Figura 3.1-B) ou formar *boudins* nas bandas mais silicosas.

Ocorrem ainda, locais onde apenas sua banda félsica aflora com textura pegmatóide (Figura. 3.1-C). Sua coloração varia de cinza a levemente rosada, quando afetadas por alteração potássica, também ocorrem porções esverdeadas (Figura 3.1-D) decorrentes de epidotização.

Esses ortogneisses também podem ocorrer na forma de brechas silicosas, com destaque para um morrote na porção centro nordeste da área, onde o mesmo se encontra fortemente brechado, muitas vezes sendo totalmente obliterado pela sílica (Figura 3.1-E e F), estas brechas podem conter hematita e magnetita associadas.

Figura 3.1 - Afloramentos de Ortogneisse do Complexo São Nicolau. (A) Arenito exibindo bandamento gnáissico. (B) Restito anfibolítico em ortogneisse migmatizado. (C) Banda félsica do ortogneisse com textura pegmatóide. (D) Ortogneisse exibindo bandas rosadas e bandas esverdeadas provavelmente resultantes de alteração potássica de epidotização. (E) Ortogneisse brechado por veios de sílica. (F) Ortogneisse completamente silicificado.



Fonte: Elaborado pelas autoras.

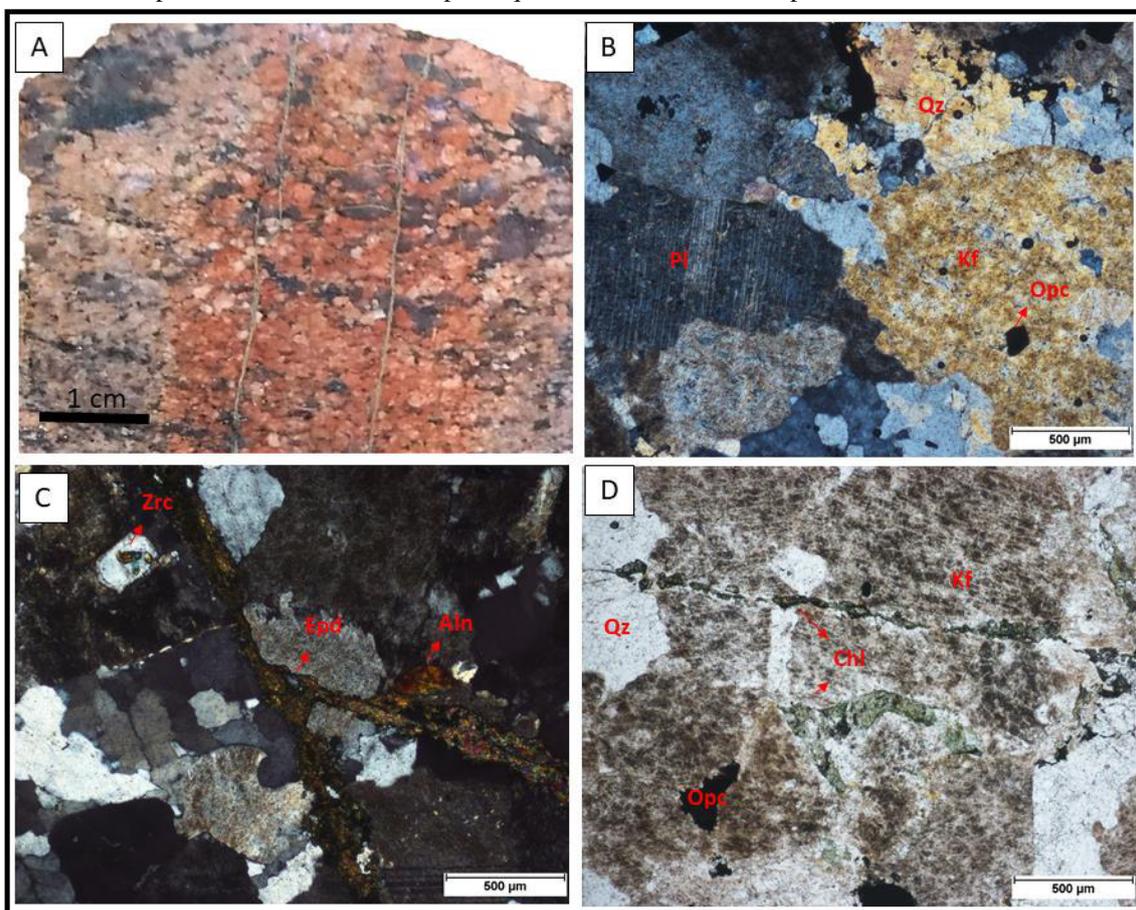
3.1.1.1 Petrografia do Complexo São Nicolau

Para o estudo petrográfico foi utilizada uma amostra da banda félsica do ortogneisse, avermelhada em consequência de alteração (Figura 3.2-A). Ao microscópio petrográfico a rocha apresenta textura granoblástica hipidiomórfica inequigranular constituído por quartzo (20%), feldspato potássico (55%), epidoto (8%), plagioclásio (5%), allanita (2%), clorita (2%), zircão e opacos (8%).

Os cristais de quartzo têm 0,2 a 1,8 mm, são xenoblásticos e podem estar estirados e apresentar extinção ondulante, os feldspatos potássicos são xenoblásticos a subidioblásticos com 0,8 mm a 1 mm, exibem coloração castanha que pode ser resultado de argilização e/ou estar relacionada a oxidação de minerais opacos resultando na liberação de ferro, que pode “manchar” os minerais vizinhos, essa alteração torna difícil a visualização de maclas e, portanto, a distinção entre os tipos de feldspato, e, em algumas porções, comumente nota-se que estes se alteram para sericita (Figura 3.2-B). Os plagioclásios são anédricos, com até 1,2 mm, também exibem coloração castanha e podem estar relacionados aos mesmos processos já citados para os feldspatos potássico, bem como alteração para sericita, já os cristais de epidoto ocorrem como agregados finos em veios, menores que 0,1 mm e xenoblásticos (Figura 3.2-C).

Localmente allanita ocorre na forma de cristais xenoblásticos alongados com 0,1 a 0,2 mm, a clorita, também xenoblástica, forma lamelas de até 0,7 mm e pode aparecer preenchendo fraturas (Figura 3.2-D), os opacos são menores que 0,1 mm subidioblástico a xenoblásticos e consistem provavelmente de em óxido de ferro e sulfetos, e o zircão ocorre como pequenos cristais inclusos no quartzo.

Figura 3.2 – (A) Amostra macroscópica de ortogneisse exibindo banda félsica de coloração avermelhada cortada por finos veios verdes de epidoto. (B) Fotomicrografia da banda félsica alterada do ortogneisse exibindo textura granoblástica e os principais componentes de sua composição mineralógica essencial formada por quartzo, feldspato potássico e plagioclásio. (C) Fotomicrografia da banda félsica avermelhada do ortogneisse cortado por veios de epidoto, exibindo cristais de allanita e zircões inclusos em cristais de quartzo. (D) Fotomicrografia da banda félsica avermelhada do ortogneisse exibindo clorita preenchendo fraturas ou dispersas associadas aos feldspatos que contém inclusões de opacos.



Fonte: Elaborado pelas autoras.

3.1.2 Grupo Orós

A sequência metavulcanossedimentar do grupo Orós aflora nas porções norte e sul da área, nas adjacências da bacia de caraubinha e é formada essencialmente por rochas metavulcânicas e rochas metassedimentares subordinadas. Estas últimas, afloram principalmente no extremo sudeste da área, e secundariamente na porção centro norte (Apêndice A).

Rochas Metavulcânicas

Os metariolitos são o litotipo dominante desse grupo na área, eles comumente apresentam coloração avermelhada (Figura 3.3-A), por vezes esverdeada (Figura 3.3-B), com textura variando entre fina e média, podendo apresentar fenocristais de quartzo e

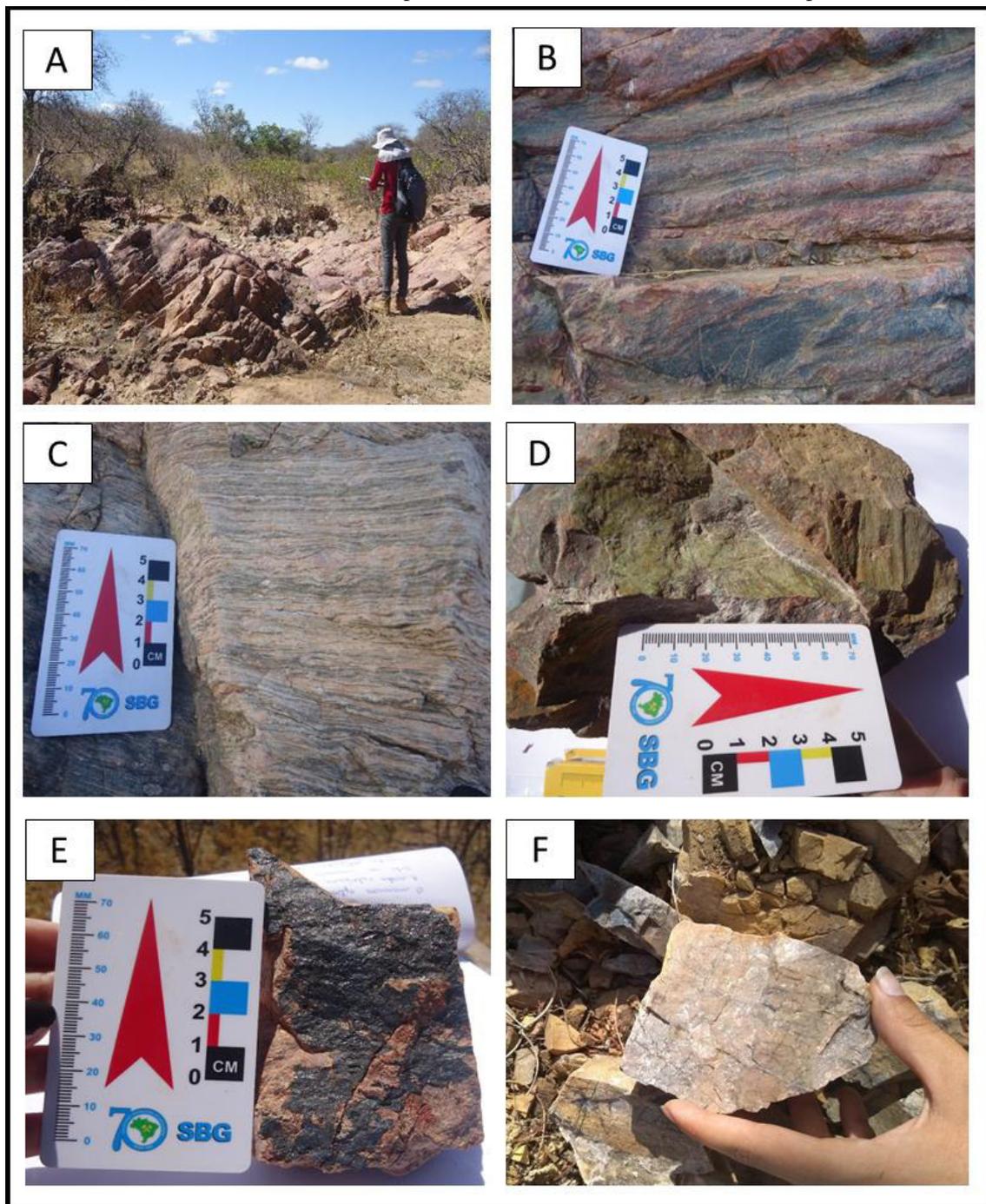
feldspato potássico, que evidenciam alteração na rocha, resultando em uma foliação milonítica bem marcada (Figura 3.3-C), podem formar *boudins* de feldspato potássico.

Essas rochas podem apresentar veios de epidoto (Figura 3.3-E) preenchendo fraturas e se encontram frequentemente afetadas por alteração hidrotermal, apresentando grande quantidade de veios de sílica leitosa e criptocristalina, podendo conter hematita (Figura 3.3-F), sulfetos e malaquita associados. Na porção sudeste da área também ocorrem rochas de composição ácida e textura muito fina, afanítica, com aspectos que indicam processo de silicificação, onde o protólito foi totalmente substituído em escala macroscópica (Figura 3.3-E).

Rochas Metassedimentares

São caracterizadas por mármore, xistos e metasiltitos. Os mármore afloram em quatro lentes localizadas nas regiões sudeste e norte da área mapeada, com espessura variando entre métrica a decimétrica. Ocorrem em meio aos metariolitos na porção norte e sul da área, enquanto que a lente ao extremo sul está associada à metasiltitos. Aparecem na forma de afloramentos rasteiros, blocos soltos ou lajedos, apresentam coloração variando entre branco a cinza, composição calcítica e textura variando de média a fina. Essa unidade pode se apresentar localmente dobrada (Figura 3.4-A), e com preenchimento de quartzo nas fraturas (Figura 3.4-B). A lente mais a sul apresenta veios descontínuos de coloração branca e vermelha possivelmente de constituídos por calcita e apatita (Figura 3.4-C).

Figura 3.3 – (A) Afloramento de metariolito exibindo coloração avermelhada e foliação verticalizada. (B) Metariolito exibindo níveis de coloração esverdeada. (C) Foliação milonítica em afloramento de metariolito. (D) Veios de epidoto em fraturas no metariolito. (E) Veios de hematita percolando fraturas no metariolito. (F) Afloramento de rocha completamente silicificada em escala macroscópica.



Fonte: Elaborado pelas autoras.

O xisto aparece apenas em um pequeno afloramento rasteiro na região sudeste da área, bastante intemperizado, exibindo coloração marrom e textura fina. A rocha apresentava ainda uma foliação subvertical bem marcada (Figura 3.4-D), concordando com o *trend* regional NW-SE. O metasiltilito foi encontrado próximo a lente de mármore

mais a sul, consiste de uma rocha bastante fina e resistente, possivelmente afetada por silicificação, exibindo coloração esverdeada e uma foliação incipiente.

Figura 3.4 – (A) Afloramento de mármore exibindo dobras suaves paralelas a foliação. (B) Veios de quartzo preenchendo fraturas no mármore. (C) Veios brancos de calcita e vermelhos de apatita em mármore de textura fina e coloração cinza escuro. (D) Afloramento rasteiro de xisto bastante intemperizado e com foliação verticalizada.



Fonte: Elaborado pelas autoras.

3.1.2.1. Petrografia do Grupo Orós

○ Metariolito

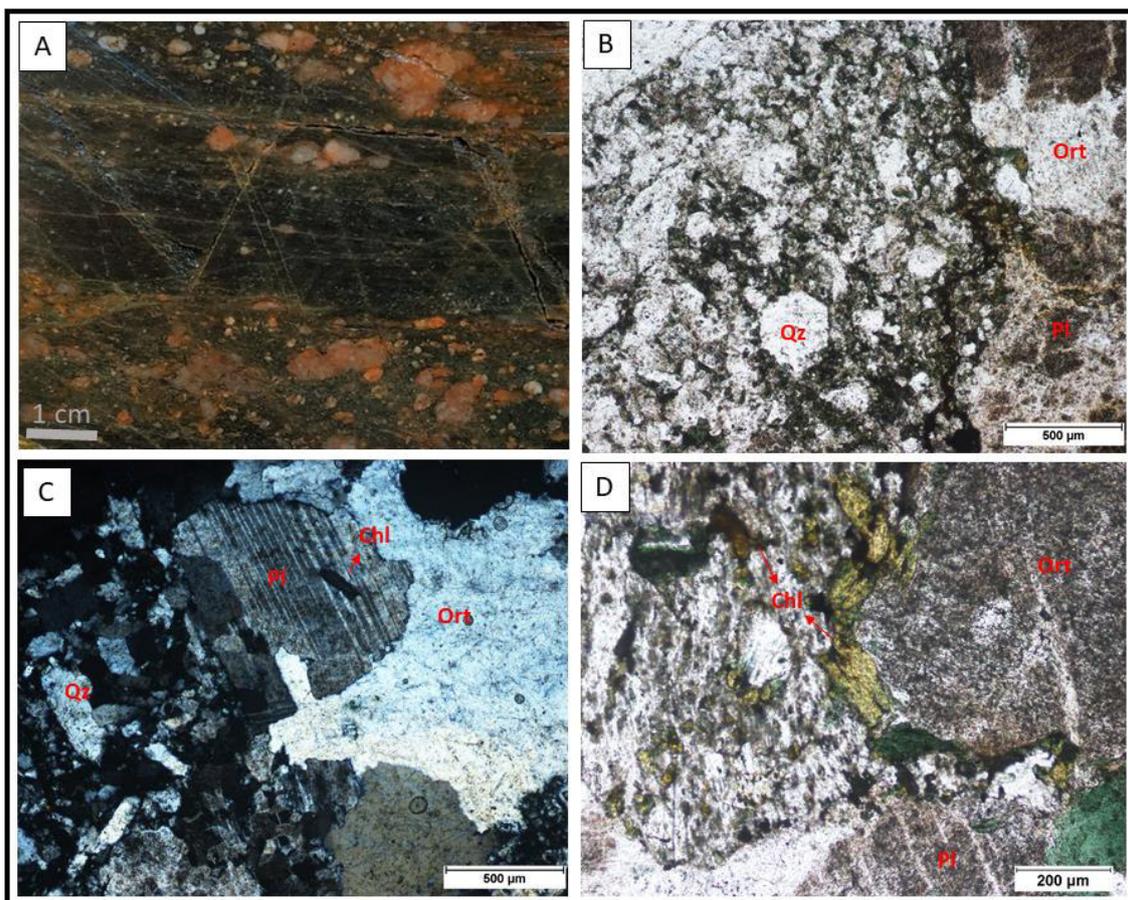
Os metariolitos têm textura granoblástica hipidiomórfica inequigranular, e ocorrem em duas fácies de granulação distinta (Figura 3.5-A e B). Uma é composta por cristais mais finos de quartzo e feldspatos e outra com cristais mais grossos e porfiroblastos de quartzo e feldspatos de 0,5 a 1,2 cm. A mineralogia essencial é formada por quartzo (32%), plagioclásio (28%), feldspato potássico (20%), biotita cloritizada e clorita (18%) e opacos (2%).

Os cristais de quartzo são idioblástica a xenoblástica e variam entre 0,5 mm a 1 mm, não apresentam deformações, e podem exibir seções prismáticas (Figura 3.5-B). Os feldspatos são bastante manchados a nicóis paralelos devido alteração para

argilominerais, o feldspato potássico corresponde a ortoclásio e tem forma subédrica a anédrica, seus tamanhos variam de 0,5 a 1,5 mm. Os cristais de plagioclásio exibem macla polissintética, com 0,25 mm a 1 mm, variando de idioblásticos a subidioblásticos (Figura 3.5-C).

Ocorrem ainda cristais lamelares de clorita, provenientes de alteração de biotitas ou dos feldspatos, são xenoblásticos e com até 0,5 mm, comumente circundam cristais de feldspatos (Figura 3.5-D), possivelmente devido a uma leve milonitização que afetou a rocha, os opacos são xenoblásticos e menores que 0,4 mm, podem ocorrer dispersos na rocha ou associados aos cristais de clorita, tratam-se provavelmente de óxidos de ferro.

Figura 3.5 – (A) Amostras macroscópica do riolito utilizado no estudo petrográfico exibindo coloração esverdeada e fenocristais de quartzo e feldspatos. (B) Fotomicrografia da amostra de riolito evidenciando variação textural e mineralogia formada principalmente por quartzo e feldspatos. (C) Fotomicrografia da amostra de riolito exibindo cristais prismáticos de quartzo, além de plagioclásio, ortoclásio e clorita. (D) Cristais de clorita rodeando cristais de feldspato potássico e plagioclásio.



Fonte: Elaborado pelas autoras.

- Metavulcânica ácida

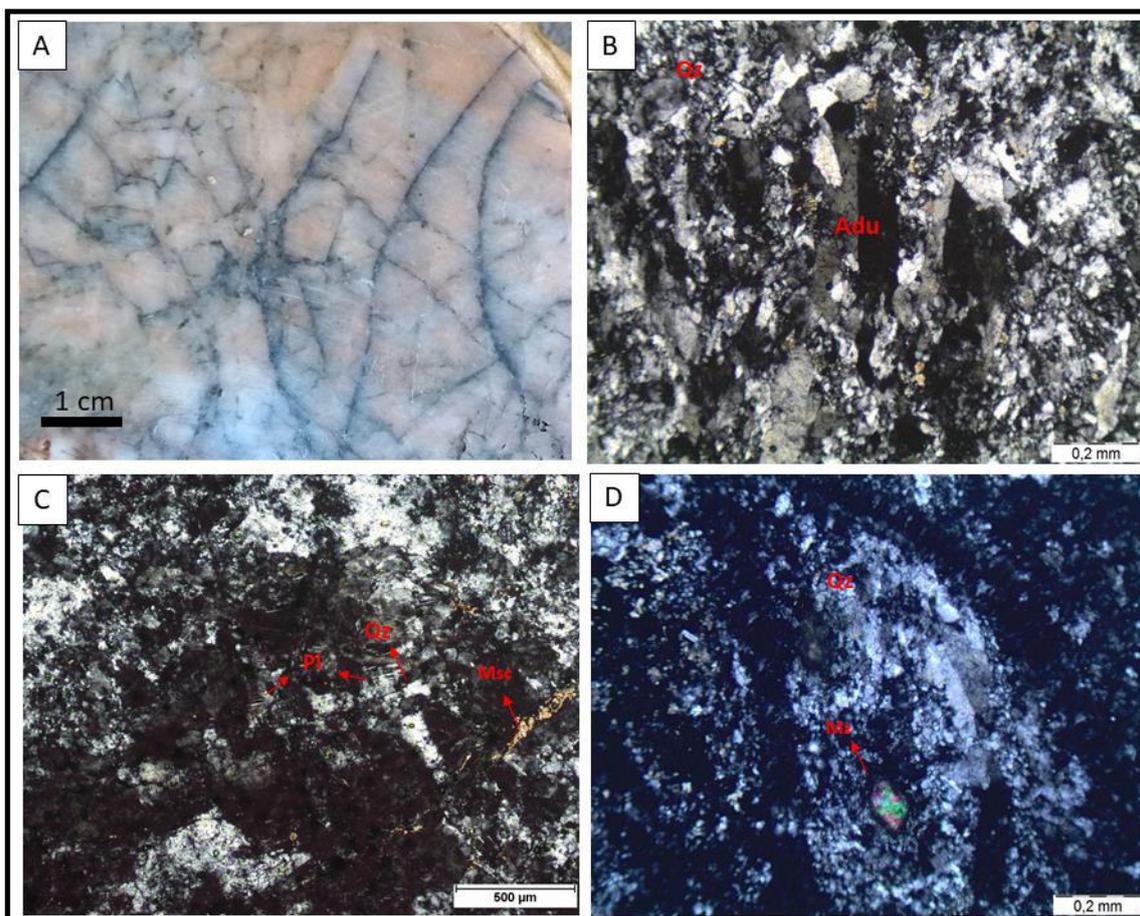
As rochas metavulcânicas ácidas associadas aos mármore aflorantes na porção a sul da área apresenta macroscopicamente textura afanítica e coloração branca (Figura 3.6-A). Ao microscópio petrográfico apresenta textura granoblástica alotriomórfica inequigranular, formada por cristais de quartzo (75%), adularia (10%), plagioclásio (5%), muscovita (8%), zircão e monazita (2%).

Os cristais de quartzo são anédricos, variam entre 1 mm e menores que 0,05 mm, podem apresentar extinção ondulante e textura de subgrão. A adularia forma cristais anédricos de até 2,5 mm com forma grosseiramente tabular e geminação carlsbad (Figura 3.6-B), ocorrem fortemente fraturados, o plagioclásio pode aparecer como cristais anédricos a subédricos com no máximo 0,5 mm, apresentam macla polissintética e aparecem associados aos cristais de quartzo mais grossos que juntos exibem leve deformação (Figura 3.6-C).

Ocorrem ainda cristais de muscovita anédricos de 0,2 mm, geralmente associados a porção da rocha de textura mais fina (Figura 3.6-C). Por fim, tem-se a presença de cristais de zircão na forma de prismas alongados de 0,1 mm e cristais romboédricos de monazita exibindo halos pleocróicos (Figura 3.6-D).

As características supracitadas indicam que se trata de uma rocha de origem vulcânica cuja composição inicial era aplítica, marcada pelas porções reliquiares de quartzo e plagioclásio levemente deformados (Figura 3.6-C), quase completamente obliteradas durante uma silicificação, a qual é destacada pela intensa neoformação de quartzo e presença de cristais de adularia, típicos de alteração hidrotermal.

Figura 3.6 – (A) Amostra macroscópica da rocha ácida exibindo textura muito fina e composição ácida. (B) Fotomicrografia da rocha metaígneia exibindo cristais grosseiramente tabulares de adularia associada a finos cristais de quartzo neoformados. (C) Fotomicrografia da rocha metaígneia exibindo a associação quartzo e plagioclásio levemente deformados que representam a porção reliquiar da rocha que está sendo quase totalmente obliterada pela silicificação, a muscovita aparece como finos cristais associada ao quartzo neoformado. (D) Fotomicrografia da rocha metaígneia exibindo cristais de monazita com forma prismática, indicando origem ígnea do protólito.



Fonte: Elaborado pelas autoras.

○ Mármore

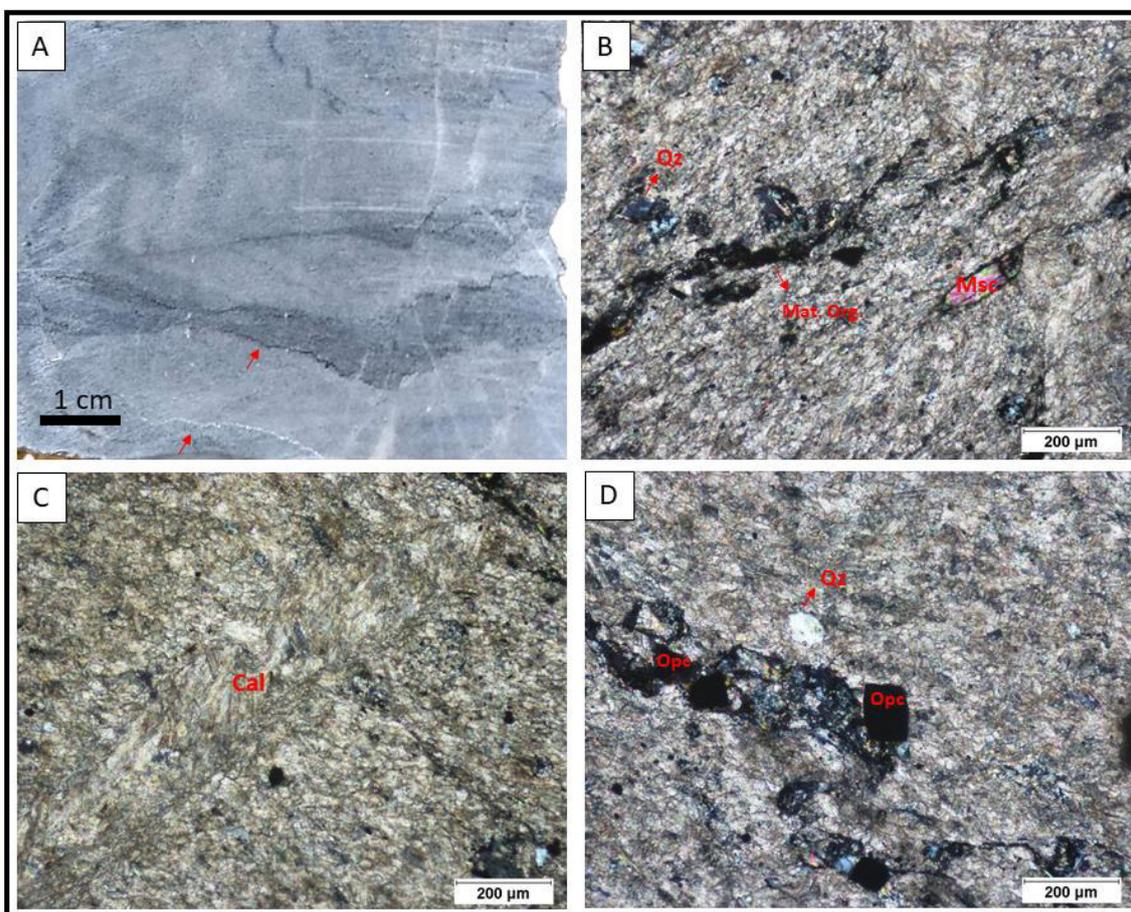
Apresenta estrutura maciça e textura fina (Figura 3.7-A) granoblástica xenomórfica, é formado por cristais de calcita (78%), quartzo (10%), muscovita (8%) e opacos (4%), apresentando, também, níveis descontínuos, ricos em matéria orgânica (Figura 3.7-B).

Os cristais de calcita são xenoblásticos, subidioblásticos quando em veios (Figura 3.7-C), variando de 0,05 mm a 0,15 mm. O quartzo, ocorre na forma de cristais xenoblásticos angulosos e esféricos, de no máximo 0,1 mm, podem ter extinção ondulante, e as muscovitas, que se encontram levemente deformadas, formam cristais

xenoblásticos alongados com até 0,2 mm. Ocorrem ainda opacos que variam entre formas xenoblásticas, provavelmente óxido de ferro, e cristais idióblásticos com até 0,1 mm, provavelmente sulfetos (Figura 3.7-D).

O metamorfismo é de fácies xisto verde a anfibolito baixo definido pela textura fina desse litotipo, os cristais de quartzo e muscovita se encontram levemente deformados, indicando natureza detrítica pré deformacional. Os minerais opacos em geral aparecem associados aos níveis mais clásticos e com matéria orgânica (Figura 3.7-D), provavelmente foram originados durante o metamorfismo deste. Esse mármore pode ser considerado impuro por apresentar cerca de 20% de minerais não carbonáticos.

Figura 3.7 – (A) Amostra macroscópica de mármore exibindo níveis ricos em matéria orgânica e veios de remobilização de carbonatos. (B) Foto representativa da seção delgada mostrando abundância de carbonatos, quartzo e muscovita deformados e níveis de matéria orgânica. (C) Veio de calcita recristalizada exibindo cristais subédricos. (D) Opacos associados a níveis clásticos com matéria orgânica.



Fonte: Elaborado pelas autoras.

- Metasiltito

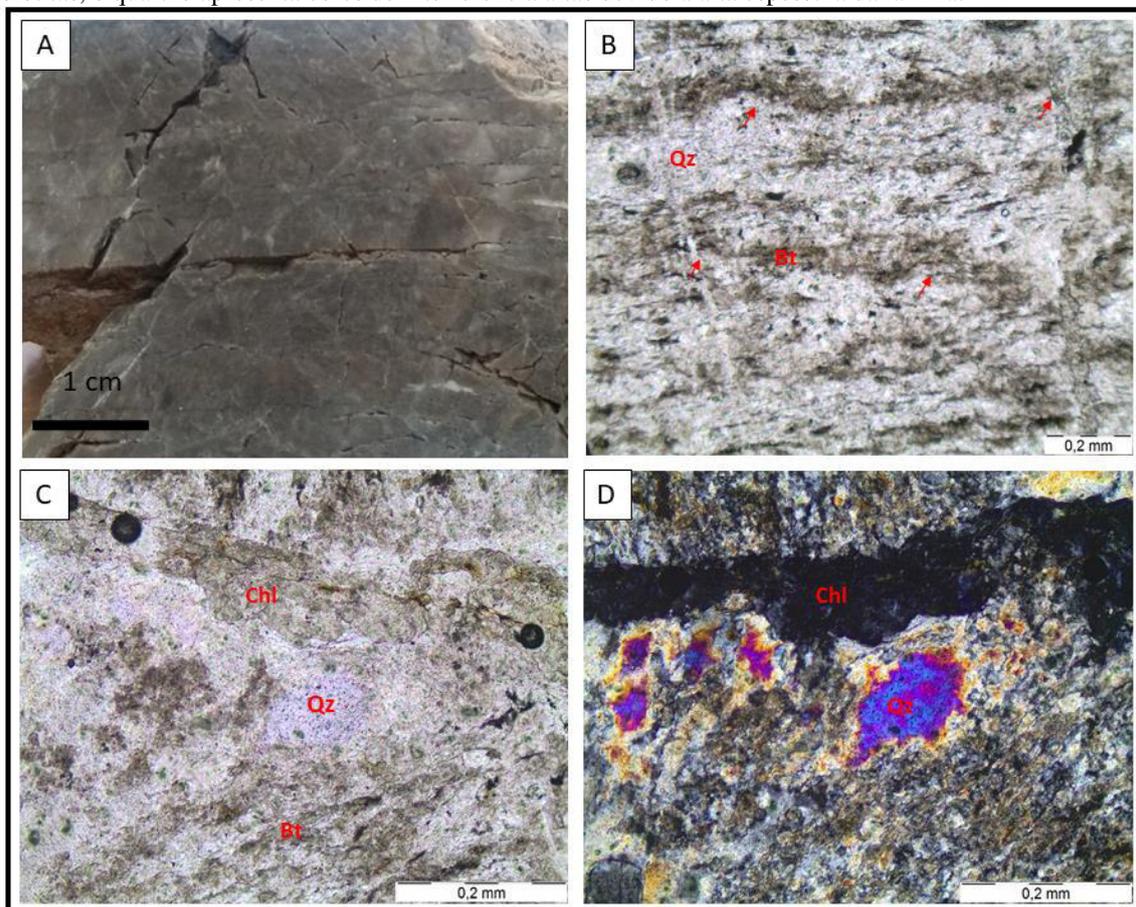
O metasiltito macroscopicamente apresenta textura muito fina e coloração cinza esverdeada (Figura 3.8-A). Ao microscópio petrográfico tem textura

lepidogranoblástica fina, os cristais são xenoblásticos, variam entre menores que 0,05 mm a 1,5 mm, e correspondem a biotita (47%), quartzo e feldspatos (44%), clorita (8%) e opacos (1%).

As biotitas formam agregados muito finos, xenoblásticos, em geral menores que 0,05 mm, podendo atingir raramente 0,15 mm, marcam a foliação, podem exibir pequenas crenulações (Figura 3.8-B) e estão cloritizadas. Os cristais de quartzo também formam agregados muito finos menores que 0,05 mm com forma xenoblástica, em geral se encontram estirados e podem apresentar extinção ondulante, esse mineral também ocorre em menor quantidade na forma de cristais xenoblásticos de 1 a 1,5 mm sem orientação e truncando a foliação (Figura 3.8-C e D). Associados ao agregado de quartzo fino ocorrem raros feldspatos na forma de cristais xenoblásticos curtos, em geral menores que 0,1 mm.

Os cristais de clorita variam de 0,05 mm a 0,1 mm, são xenoblásticos a subédricos, podem ser oriundas de alteração das biotitas, mas também ocorrem como lamelas bem desenvolvidas associadas os cristais de quartzo mais grossos (Figura 3.8-C e D), e podem ocorrer isoladamente truncando a foliação marcada pelos agregados finos de biotita e quartzo. Ocorrem opacos de forma tabular a xenoblástica com até 0,5 mm, podem apresentar manchas avermelhadas.

Figura 3.8 – (A) Amostra macroscópica do metasiltito silicificado exibindo coloração cinza esverdeada e foliação incipiente. (B) Fotomicrografia do metasiltito exibindo foliação metamórfica marcada por níveis de biotita e quartzo com leve crenulação indicada pelas setas vermelhas. (C) Fotomicrografia do metasiltito exibindo cristais bem desenvolvidos de quartzo e clorita truncando a foliação. (D) Fotomicrografia do metasiltito exibindo cristais bem desenvolvidos de quartzo e clorita truncando a foliação bem marcada pelas biotitas, o quartzo apresenta cores de interferência altas devido à alta espessura da lâmina.



Fonte: Elaborado pelas autoras.

3.1.3. *Bacia de Carnaubinha*

Corresponde a uma bacia sedimentar com cerca de 27 km² e orientação NW-SE, paralela ao *trend* regional das rochas do Grupo Orós e Complexo São Nicolau que compõe seu embasamento, situa-se na porção central da área mapeada (Apêndice I). Consiste em uma sequência sedimentar clástica imatura marcada pela deposição de conglomerados polimíticos, arenitos, folhelhos e siltitos recortados por diques de natureza vulcânica ácida. Ambas unidades estão afetadas por hidrotermalismo.

Unidade Sedimentar

Corresponde a uma sequência formada por conglomerados polimíticos, apresentando níveis de arenito, folhelho e siltito subordinados. Litologia dominante na bacia, os conglomerados são polimíticos e apresentam-se ora como clasto suportado ora como matriz suportada (Figura 3.9-A e B), sendo mais frequente o segundo. Os clastos

do seu arcabouço variam entre seixos e matacões (1 a 30cm) e caracterizam uma fonte diversificada correspondendo a rochas do embasamento como mármore, riolito, granito, gnaisse e vulcanoclásticas, além de seixos de arenito e siltito indicando erosão e retrabalhamento de material da própria bacia.

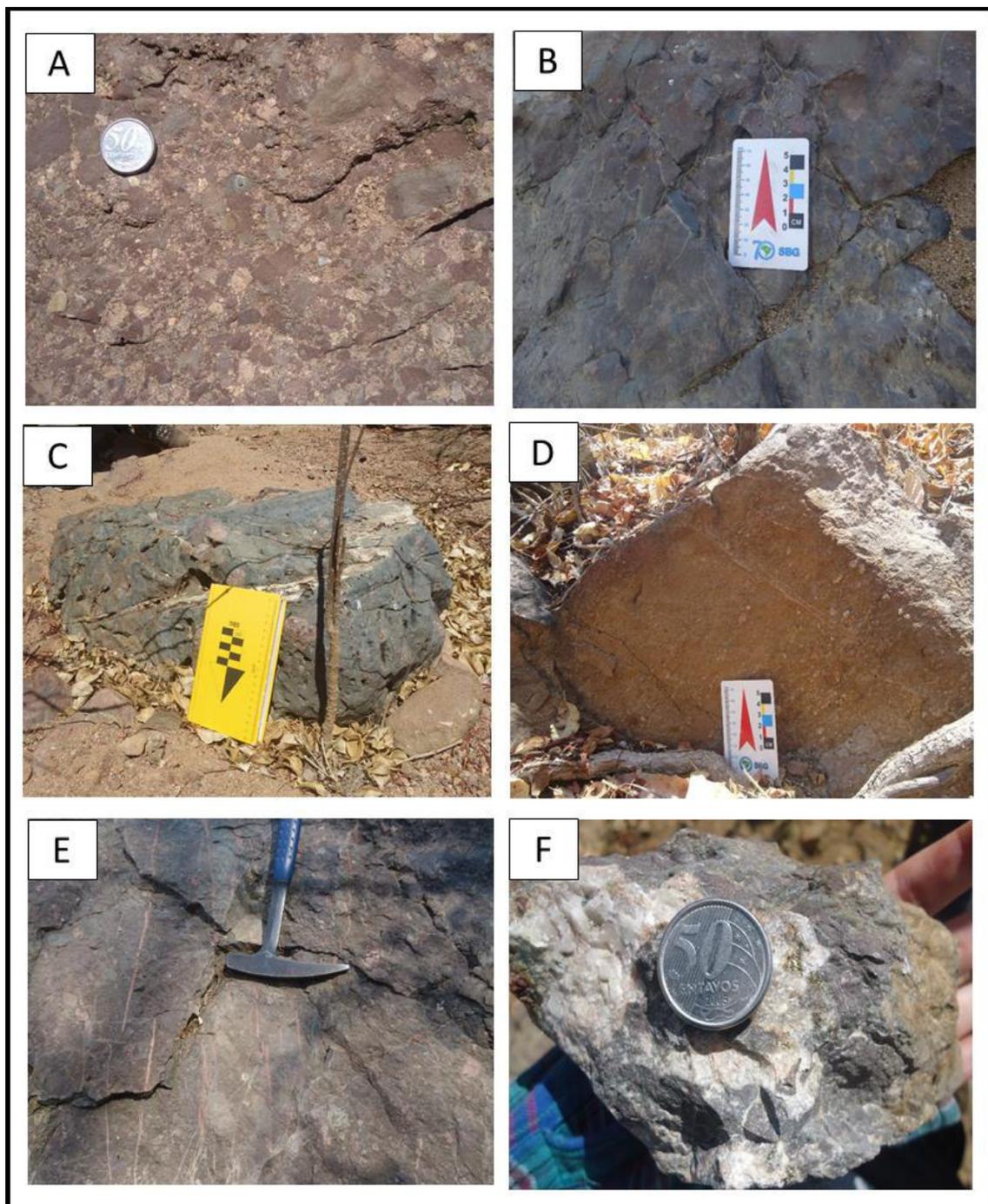
A matriz é arenosa fina e compacta, sua coloração varia entre arroxeadada e esverdeada (Figura 3.9-C), com predomínio da primeira, em apenas um afloramento, a mesma exibe coloração rósea. Essas rochas raramente apresentam estruturas sedimentares, mas por vezes é possível observar estratificação plano paralela (Figura 3.9-D). Suas melhores exposições podem ser encontradas ao longo de cortes de drenagem.

Comumente apresentam carbonatos dispersos na matriz ou cortando a rocha na forma de veios, também são comuns veios de sílica e feldspato potássico (Figura 3.9-E). Podem conferir aspecto de brecha a essas rochas e se associam a ocorrência de mineralizações com sulfetos de cobre e ferro (Figura 3.9-F).

Os arenitos afloram como lentes (Figura 3.10-A) em meio aos conglomerados em contatos gradacionais (Figura 3.10-B). Esse litotipo ocorre preferencialmente na porção leste da bacia, onde se encontram os maiores afloramentos em cortes de drenagem.

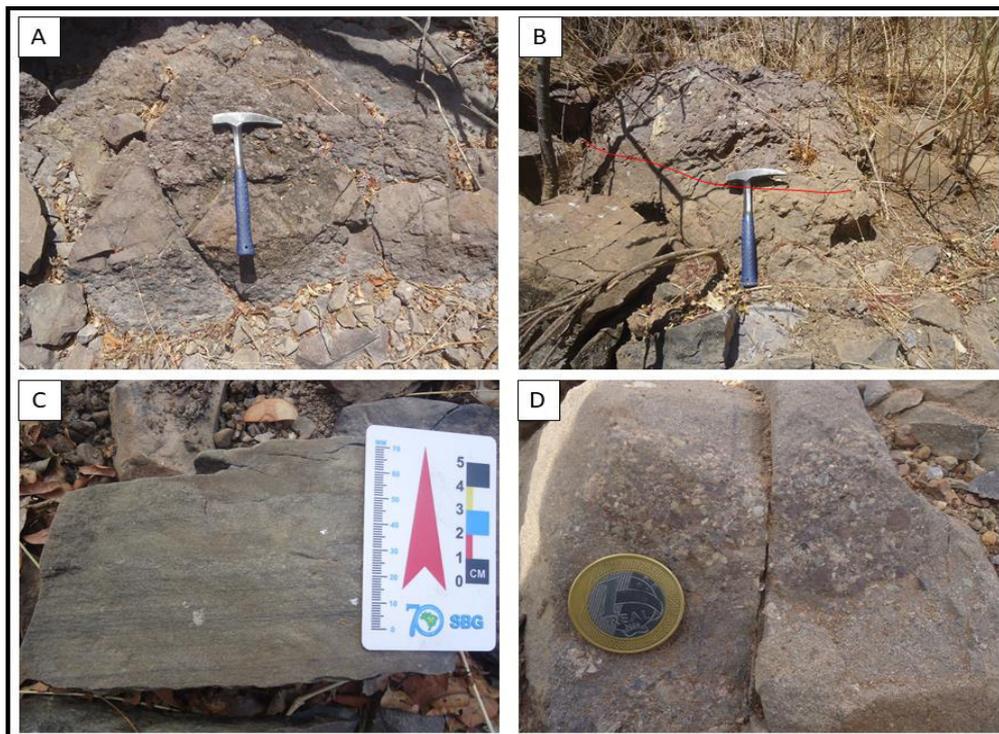
Sua coloração é principalmente arroxeadada, por vezes acinzentada, apresentam-se maciços ou com laminações plano-parelelas (Figura 3.10-C). Podem conter níveis conglomeráticos (Figura 3.1-D), clastos de siltito variando de 5 cm até 15 cm e eventualmente exibem dobras suaves em níveis mais silto-arenosos, interpretadas como atectônicas. Por vezes, são cortados por veios de sílica e carbonato, sem mineralizações associadas, no geral essas rochas se encontram sempre menos alteradas em relação aos conglomerados.

Figura 3.9 - Afloramentos dos conglomerados da Bacia de Carnaubinha (A) Conglomerado roxo clasto suportado. (B) Conglomerado roxo matriz suportado. (C) Bloco de conglomerado com matriz verde. (D) Bloco de conglomerado exibindo acamamento sedimentar. (E) Afloramento de conglomerado exibindo veios vermelhos de feldspato potássico e brancos de sílica. (F) Veio de sílica com sulfetos em conglomerado roxo.



Fonte: Elaborado pelas autoras.

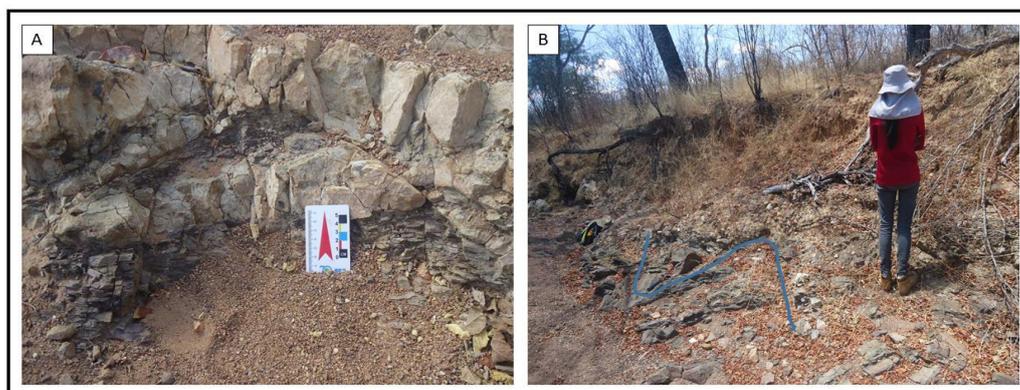
Figura 3.10 - (A) Lente centimétrica de arenito em um afloramento de conglomerado. (B) Contato marcando arenito aflorando na base do conglomerado. (C) Bloco de arenito exibindo laminação plano-paralela. (D) Afloramento de arenito com níveis conglomeráticos.



Fonte: Elaborado pelas autoras.

Os folhelhos e siltitos apresentam coloração cinza esverdeado a marrom, ocorrem como intercalações centimétrica (Figura 3.11-A) com as camadas de conglomerado e/ou arenito, aparecendo associados aos últimos com maior frequência. Os folhelhos aparecem com laminação típica, enquanto os siltitos, além do aspecto maciço, tem granulometria um pouco mais grossa, importante ressaltar que ambos comumente aparecem formando dobras convolutas atectônicas (Figura 3.11-B). Suas melhores exposições encontram-se nas bordas à sul da bacia.

Figura 3.11 – (A) Afloramento exibindo intercalações centimétricas de arenitos acinzentados e folhelhos esverdeados. (B) Dobras atectônicas em camada de folhelho intercalada a conglomerados.

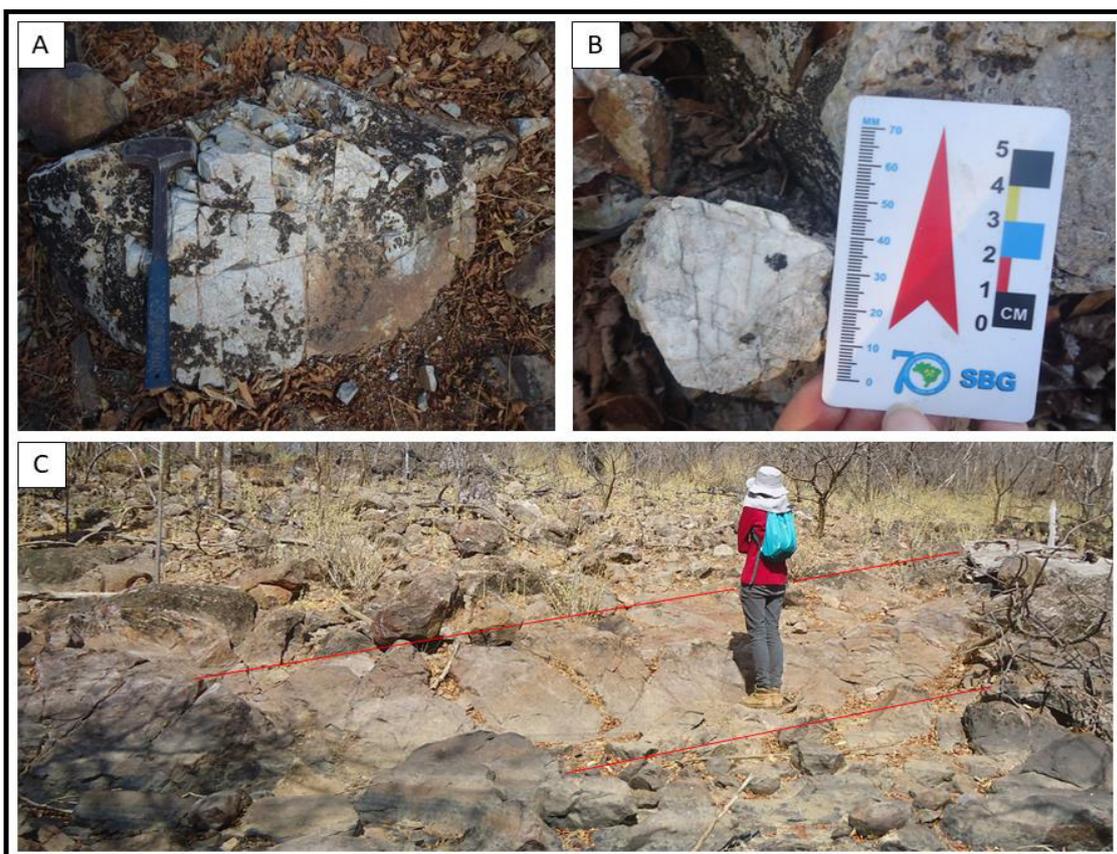


Fonte: Elaborado pelas autoras.

Unidade vulcânica

Essas rochas afloram na forma de diques, que formam corpos tabulares e circulares (Figura 3.12-A) na superfície, cortando as rochas da bacia. São rochas com textura vulcânica a subvulcânica, de composição ácida, podem exibir estruturas semelhantes a disjunções colunares (Figura 3.12-B) e apresentam coloração branca a cinza, ocorrendo também em tons arroxeados como o dique que intrude conglomerados na localidade de Carnaubinha (Figura 3.12-C).

Figura 3.12 – (A) Afloramento de dique com forma circular intrudindo os conglomerados da Bacia de Carnaubinha. (B) Afloramento de rocha vulcânica ácida com estrutura semelhante a disjunções colunares na borda SE da bacia. (C) Dique de rocha vulcânica com orientação 80° Az cortando os conglomerados na localidade de Carnaubinha.



Fonte: Elaborado pelas autoras.

3.1.3.1. Petrografia dos litotipos da Bacia de Carnaubinha

○ Conglomerados

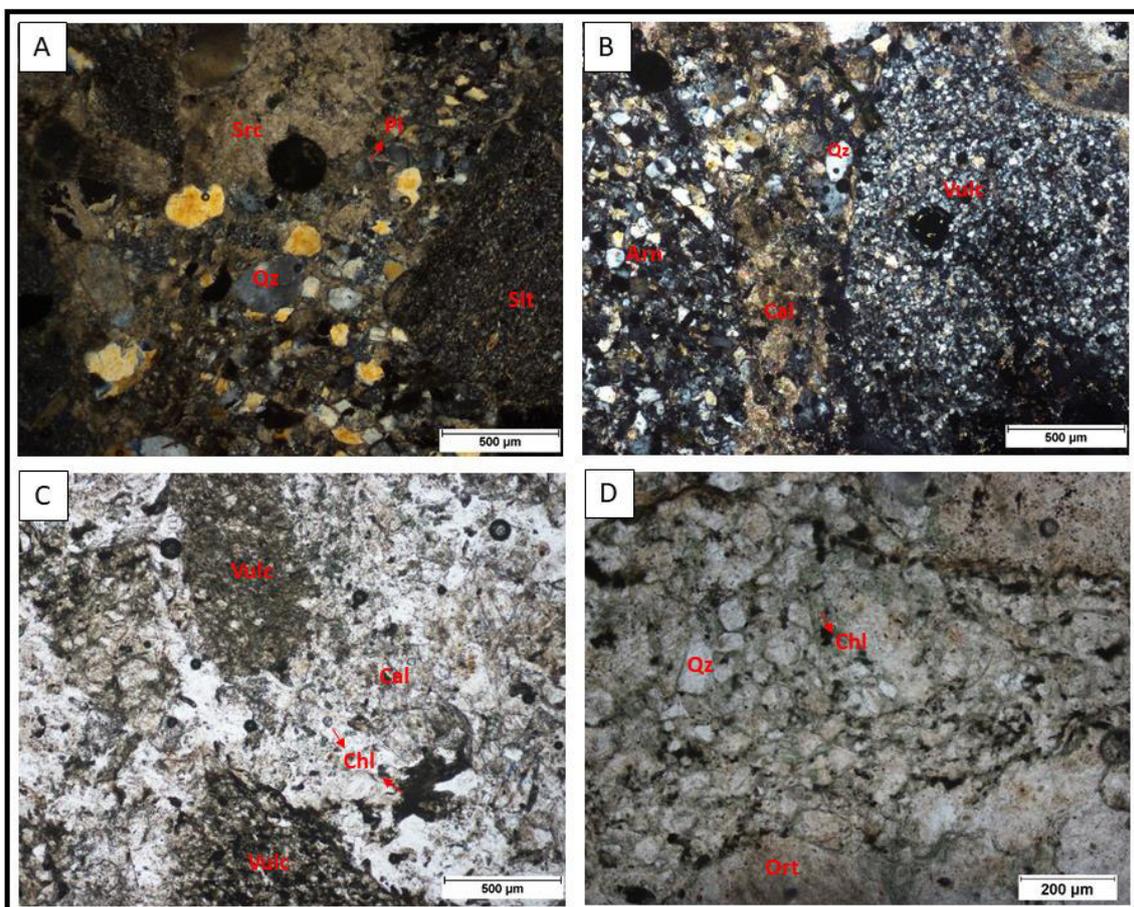
Ao microscópio petrográfico apresentam estrutura maciça e textura clástica, os grãos do arcabouço na amostra descrita correspondem a 85% da rocha e consistem em fragmentos líticos de tamanhos variando entre grânulo a areia (1 a 4 mm), enquanto a matriz corresponde a cerca de 15% e varia entre arenosa e argilosa. O arcabouço é formado por clastos arredondados e alongados, correspondem a fragmentos de siltito formado por grãos clásticos muito finos (Figura 3.13-A), fragmentos de arenito fino

compostos basicamente por grãos de quartzo arredondados e angulosos, subesféricos e levemente fraturados (Figura 3.13-B); fragmentos de rocha vulcânica (Figura 3.13-B e C) de textura bastante fina e mineralogia pouco diferenciável e fragmentos de riolito marcados por uma matriz muito fina e alguns fenocristais de feldspato e quartzo.

A matriz é do tipo ortomatriz formada por grãos que variam entre tamanho argila, com textura sacaroidal constituída por quartzo, micro a criptocristalino, e sericita, além de grãos com granulométrica de areia, representados por quartzo, plagioclásio e feldspato potássico. Os grãos de quartzo são 70% e apresentam até 0,2 mm, são subangulosos a subarredondados, em geral esféricos e podem apresentar fraturas. Os grãos de plagioclásio correspondem a 20% da matriz e variam de 0,4 mm a 1 mm são subangulosos e alongados, frequentemente se encontram alterados para sericita, por fim, o feldspato potássico é mais raro, com 5% de ocorrência, são grãos com cerca de 0,2 mm, subangulosos a arredondados e podem estar alterados para sericita. Há ainda presença de carbonatos (Figura 3.13-B), cerca de 5%, sejam como cristais subédricos de até 0,5 mm, na forma de veios ou mesmo dispersos entre os grãos da matriz e do arcabouço exibindo textura microcristalina.

É possível notar também a presença de pseudomatriz, resultante da deformação de litoclastos pelíticos. Os conglomerados de matriz verde também são formados por clastos polimíticos e variam entre orto e paraconglomerados, ao microscópio petrográfico apresentam uma matriz argilosa formada por um agregado de cristais muito finos e coloração variando entre marrom e esverdeada (Figura 3.13-D), possivelmente formados por argilominerais e clorita, associada a matriz arenosa quartzo-feldspática, essa matriz mais fina e esverdeada pode ser a responsável pela cor da mesma em escala macroscópica, esse litotipo é mais comumente cortado por veios principalmente de quartzo, mas também feldspato potássico e de calcita.

Figura 3.13 – (A) Fotomicrografia do conglomerado roxo exibindo clasto de siltito e matriz arenosa composta por grãos de quartzo e plagioclásio, e matriz argilosa formada por quartzo fino e sericita. (B) Fotomicrografia do conglomerado roxo com clastos de rocha vulcânica e arenito, contendo matriz composta por quartzo e calcita fina disseminada. (C) Fotomicrografia de conglomerado verde com arcabouço formado por clastos de rocha vulcânica e matriz constituída por quartzo, calcita e clorita. (D) Fotomicrografia de conglomerado verde exibindo matriz formada por grãos de quartzo, ortoclásio e grande quantidade de clorita fina rodeando os grãos maiores da matriz.



Fonte: Elaborado pelas autoras.

- Arenito

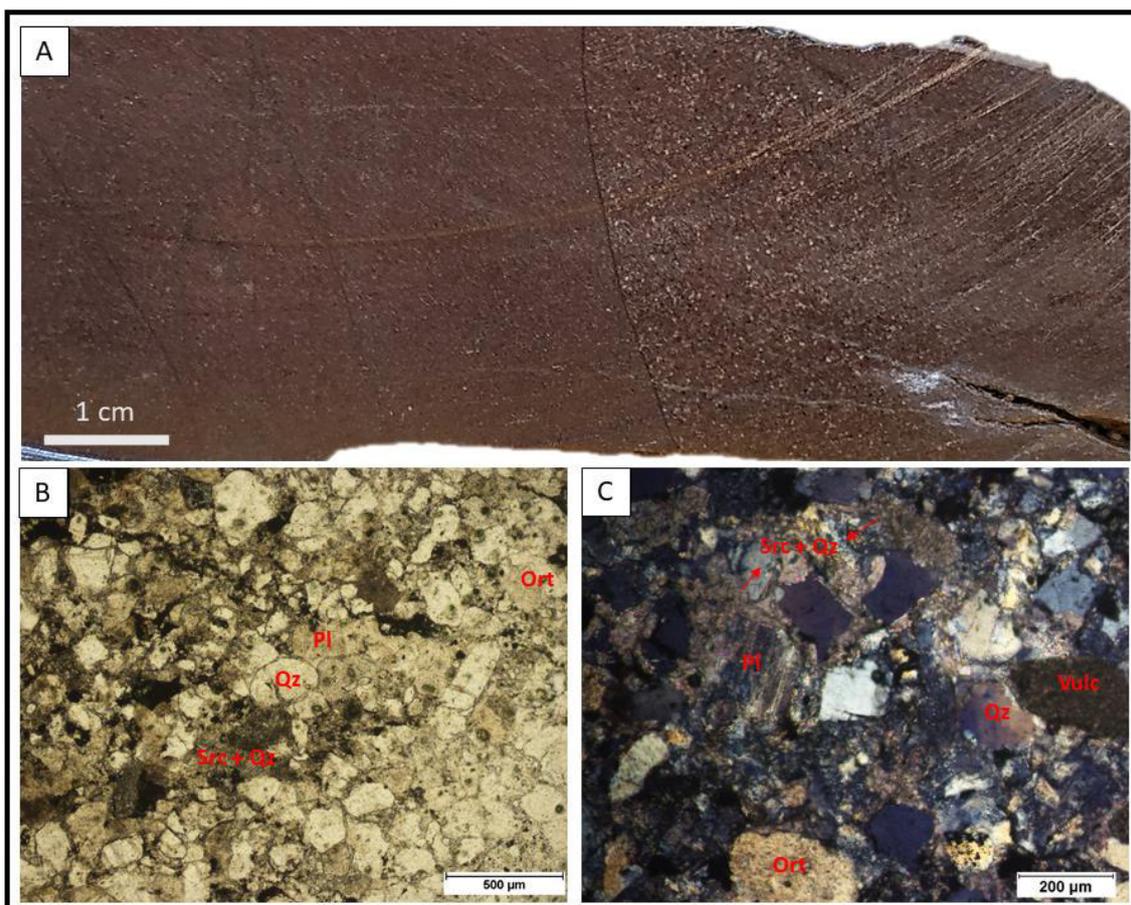
Para estudo petrográfico foi usado um arenito de coloração roxa e textura fina (Figura 3.14-A). Ao microscópio petrográfico essa rocha apresenta estrutura maciça e textura clástica, os grãos do arcabouço correspondem a 92% da lâmina e são compostos por quartzo (50%), feldspato potássico (25%), plagioclásio (15%) e fragmentos de rocha vulcânica (10%), a matriz é do tipo ortomatrix e corresponde a 8% da rocha (Figura 3.14-B e C).

Os grãos de quartzo variam de 0,1 mm a 0,3 mm, são subarredondados e em sua maioria esféricos, podem apresentar bordas dissolvidas e algumas fraturas, mas no geral se encontram pouco alterados. Os plagioclásios variam entre 0,2 mm e 0,4 mm, são cristais alongados com bordas arredondadas, comumente apresentam macla polissintética

característica e alteração para sericita. Os grãos de feldspato potássico podem ser ortoclásio ou microclínio, sendo o segundo mais raro, variam de 0,3 mm a 0,5 mm e correspondem a cristais alongados a subesféricos, podem apresentar macla carlsbad e lei da albita/periclina, esses cristais em geral se encontram bastante alterados para sericita. Por fim, os fragmentos de rocha vulcânica podem alcançar 0,2 mm apresentam textura muito fina, tem forma alongada e são subarredondados.

A rocha apresenta uma quantidade pequena matriz composta por quartzo microcristalino a criptocristalino e sericita (Figura 3.14-C) que circunda os grãos do arcabouço. Esse arenito pode ser classificado como arenito arcoseano, de acordo com a classificação de Pettijohn *et al.* (1973) por apresentar mais que 20% de grãos de feldspatos no seu arcabouço.

Figura 3.14 – (A) Amostra macroscópica de arenito usado para confecção da lâmina petrográfica. (B) Fotomicrografia do arenito exibindo arcabouço formado por grãos de ortoclásio, plagioclásio e quartzo com matriz quartzo-sericítica. (C) Fotomicrografia do arenito contendo clasto de rocha vulcânica e quartzo com bordas dissolvidas no arcabouço.



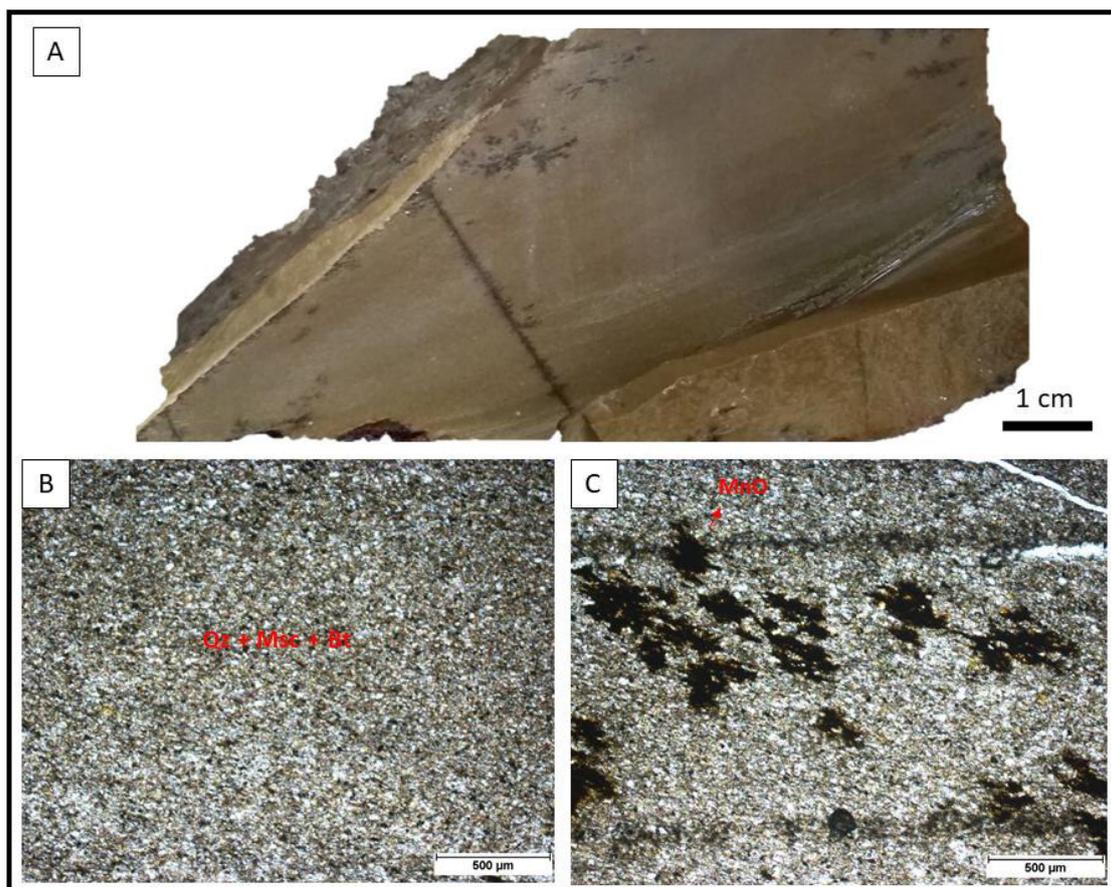
Fonte: Elaborado pelas autoras.

- Siltito

O siltito em amostras macroscópicas exibe textura fina e coloração variando entre marrom e esverdeado (Figura 3.15-A). Ao microscópio petrográfico apresentam estrutura maciça e textura clástica formada por um agregado de grãos muito finos, que correspondem a quartzo (40%), biotita (30%), muscovita (20%) e óxido de manganês (10%) (Figura 3.15-B).

O quartzo ocorre como cristais arredondados e levemente esféricos, muito finos, sempre menores que 0,05 mm, alguns cristais de biotita constituem lamelas de até 0,2 mm, mas em geral são bastante finos, a muscovita também forma agregados muito finos menores que 0,05 mm, por fim tem-se a presença de material opaco, levemente avermelhado, com forma grosseiramente dendrítica, tratando-se possivelmente de óxido de manganês (Figura 3.15-C).

Figura 3.15 – (A) Amostra macroscópica de siltito utilizada no estudo petrográfico. (B) Fotomicrografia do siltito exibindo textura muito fina e mineralogia formada por quartzo, muscovita e biotita. (C) Fotomicrografia do siltito exibindo opacos com forma grosseiramente dendrítica e coloração levemente avermelhada.



Fonte: Elaborado pelas autoras.

- Unidade Vulcânica.

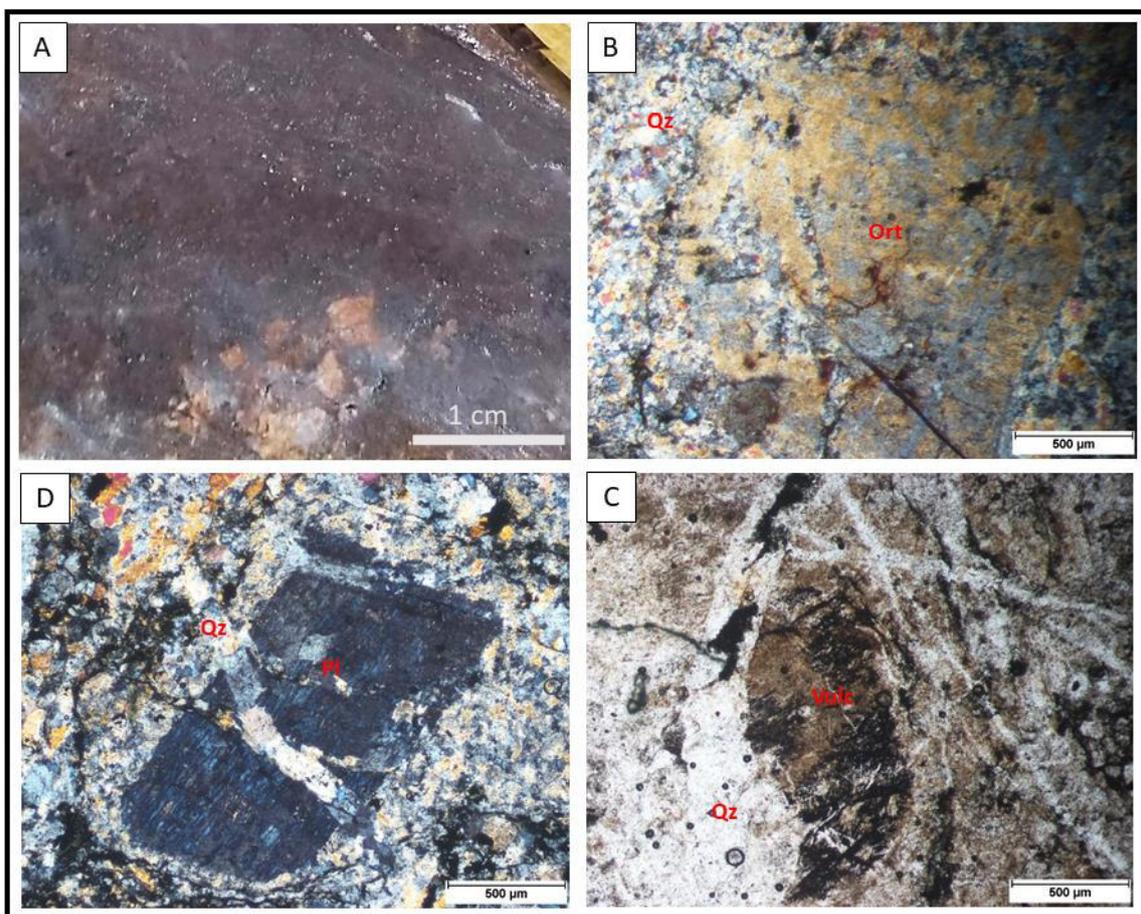
Com relação às rochas da unidade vulcânica, o dique da localidade de Carnaubinha apresenta macroscopicamente coloração arroxeada (Figura 3.16-A), textura porfirítica, com matriz fina indiferenciável e fenocristais de feldspato potássico e quartzo. Ao microscópio petrográfico exibe textura microporfirítica, hipidiomórfica formada por uma matriz microcristalina e fenocristais de feldspato potássico e plagioclásio, sobreposta por uma textura granoblástica alotriomórfica formada principalmente por quartzo. A mineralogia da rocha é representada por quartzo (75%), feldspato potássico (13%), plagioclásio (8%), carbonatos (4%) e opacos (1%).

Os cristais de quartzo são anédricos em geral menores que 0,2 mm, angulosos, podem ser alongados quando em veios, em geral não apresentam deformação ou alterações. Os cristais de feldspato potássico são ortoclásios (Figura 3.16-B), podem apresentar até 0,6 mm em forma anédrica a subédrica, são angulosos e formam cristais curtos ou levemente arredondados, apresentam uma coloração levemente avermelhada a nicóis paralelos, também podem estar levemente fraturado e conter alguma alteração para sericita, frequentemente são cortados por veios de quartzo.

Os cristais de plagioclásio (Figura 3.16-C) variam de menores que 0,1 mm a 1mm, formam cristais euédricos a subédricos, tem forma alongada e apresentam geralmente contatos regulares com os cristais de quartzo por serem mais resistentes a alteração, podem apresentar macla característica, ocorrem alterados para sericita e comumente são cortados por veios de quartzo tardios. Podem ocorrer na forma de cristais menores com 0,2 mm, alongados e subédricos, associados ao quartzo. Calcita pode aparecer como veios de textura fina e preenchendo fraturas, ou cristais de forma subédrica com até 0,2 mm e bordas angulosas, formam contatos retos com os minerais vizinhos e não apresentam alterações. Ocorrem ainda minerais opacos dispersos, são anedrais, possivelmente óxidos de ferro e estes podem estar relacionados a coloração avermelhada nos feldspatos potássicos.

Essa rocha pode ser caracterizada como uma metavulcânica que sofreu silicificação posterior, obliterando boa parte dos minerais iniciais que correspondem aos fenocristais de feldspatos e porções da matriz fina (Figura 3.16-D), a alteração é representada pela grande quantidade de veios de quartzo truncando os minerais em diferentes direções, e também veios de carbonatos associados.

Figura 3.16 – (A) Amostra macroscópica do dique tabular de Carnaubinha, exibindo matriz roxa muito fina e fenocristais de feldspato potássico. (B) Fotomicrografia do dique exibindo fenocristais de ortoclásio sendo obliterado pelo quartzo. (C) Fotomicrografia do dique onde um fenocristal de plagioclásio é cortado por veio de quartzo e apresenta bordas parcialmente obliteradas pelo mesmo. (D) Fotomicrografia do dique exibindo fragmentos do que seria a rocha vulcânica original sendo obliterada por diversos veios de quartzo.

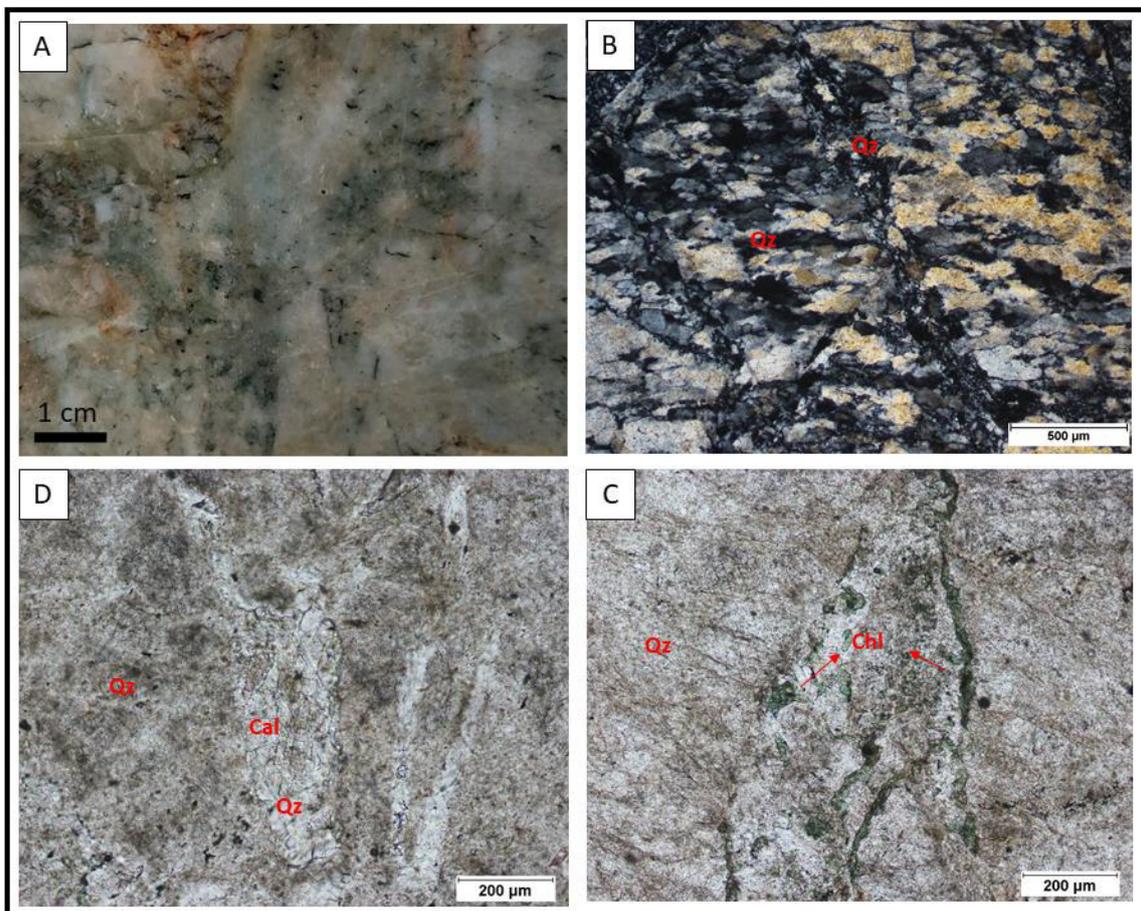


Fonte: Elaborado pelas autoras.

Os outros diques da unidade vulcânica apresentam aspecto semelhante entre si e bastante diferente do anterior, exibindo coloração branca a esverdeada e textura fina (Figura 3.17-A). Ao microscópio petrográfico essas rochas apresentam textura granoblástica alotriomórfica e mineralogia formada por quartzo (86%), calcita (8%), clorita (8%) e opacos (1%).

O quartzo forma cristais anédricos que variam de 0,2 a 0,5 mm, a maioria tem forma alongada e exibe orientação e extinção ondulante (Figura 3.17-B), mas também podem aparecer na forma de veios em direções perpendiculares a principal, preenchendo fraturas. A calcita também ocorre em veios (Figura 3.17-C), associada ao quartzo, são anédricas e tem cerca de 0,2 mm, cristais de clorita preenchem fraturas (Figura 3.17-D) e tem tamanhos inferiores a 0,1 mm e por fim ocorrem veios finos preenchidos por material escuro, possivelmente óxido de ferro.

Figura 3.17 – (A) Amostras macroscópica do dique circular que intrude os conglomerados da bacia, usado no estudo petrográfico. (B) Fotomicrografia do dique circular exibindo mineralogia formada principalmente por cristais de quartzo alongados que exibem orientação e cortados por alguns veios perpendiculares também preenchidos por quartzo. (C) Fotomicrografia do dique circular exibindo cristais de calcita associados a quartzo em veios. (D) Fotomicrografia do dique circular exibindo pequenos cristais de clorita preenchendo fraturas que são perpendiculares a orientação dos cristais de quartzo.



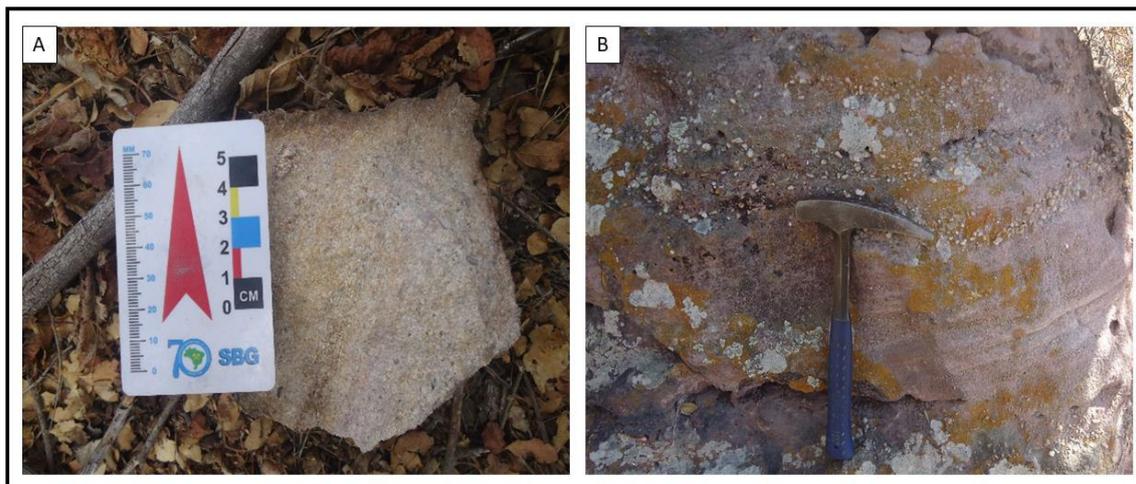
Fonte: Elaborado pelas autoras.

3.1.4. Grupo Serra Grande **Formação Jaicós**

Caracterizada por arenitos conglomeráticos mal selecionados e imaturos, apresentam coloração creme, e por vezes tons arroxeados, são formados por grãos angulosos a subangulosos de quartzo e feldspato, podem apresentar níveis conglomeráticos.

Essas rochas afloram em platôs na região noroeste da área (Apêndice I), sobrepondo uma porção do limite NW da Bacia de Carnaubinha, sendo encontrados, também, em grande quantidade de blocos rolados (Figura 3.18-A), provenientes dessas regiões mais elevadas, dentro da bacia e adjacências, estes blocos normalmente se encontram fortemente caulinizados. Possuem estratificação plano paralela e leticular incipiente (Figura 3.18-B), marcada pelos níveis conglomeráticos.

Figura 3.18 – (A) Bloco rolando de arenito Jaicós levemente caulinizado no meio da Bacia de Carnaubinha. (B) Afloramento de arenito Jaicós exibindo estratificação bem marcada pelos níveis conglomeráticos.

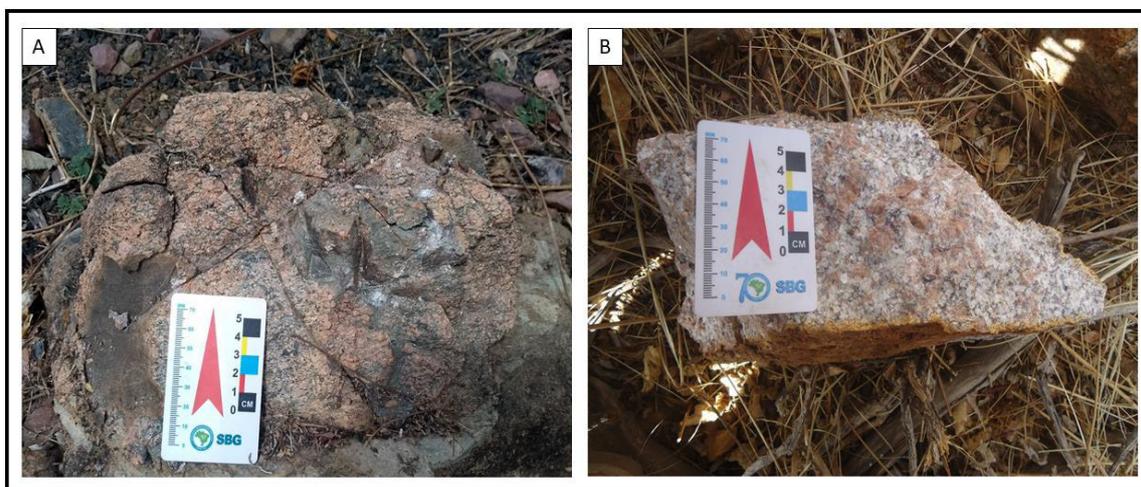


Fonte: Elaborado pelas autoras.

3.1.5 Granitoide

Essa unidade litológica não é descrita na literatura, corresponde a um pequeno plúton granítico com cerca de 1 km de extensão, aflorante na região noroeste da área (Apêndice I), em contato com os ortognaisses do Complexo São Nicolau. Essas rochas ocorrem na forma de blocos soltos (Figura 3.19-A) e afloramentos rasteiros, apresentam coloração rosada e mineralogia formada por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e pequenas proporções de biotita e hematita (Figura 3.19 B) resultando em uma composição monzogranítica. Macroscopicamente a rocha apresenta coloração rosada e textura fanerítica média a grossa, formada por feldspato potássico, plagioclásio, quartzo, além de proporções bem pequenas de biotita e hematita (Figura 3.20-A).

Figura 3.19 – (A) Bloco de granito bastante intemperizado exibindo coloração rosada. (B) Bloco solto do granito exibindo mineralogia rica em feldspatos.



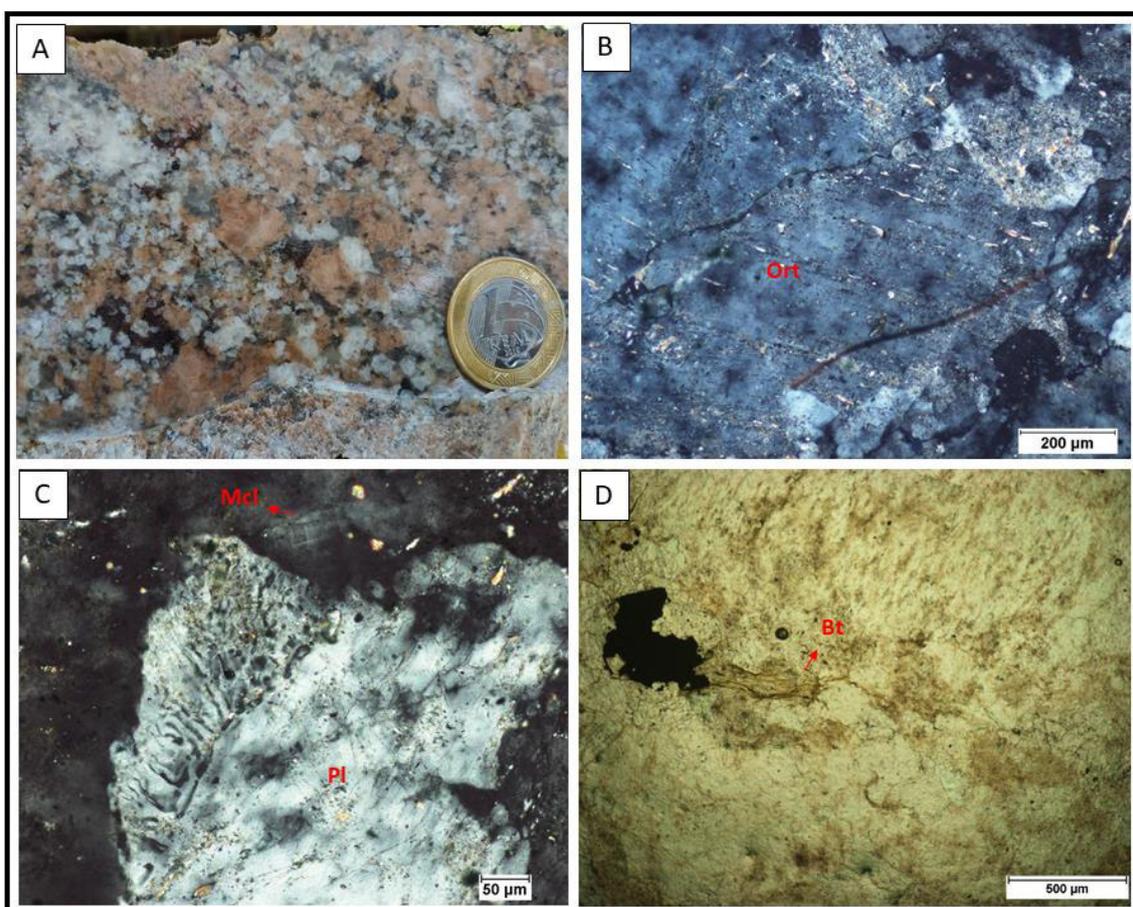
Fonte: Elaborado pelas autoras.

3.1.5.1. Petrografia do Granitoide

Ao microscópio petrográfico exhibe textura fanerítica hipidiomórfica inequigranular e mineralogia formada por quartzo (37%), feldspato potássico (37%), plagioclásio (20%), biotita (3%), muscovita (2%) e opacos (1%), a Figura 3.20-A corresponde a amostra utilizada na petrografia.

Os cristais de quartzo variam de 0,2 a 0,8 mm, têm forma anédrica, pouca ou nenhuma alteração e podem ocorrer como inclusão nos feldspatos, o ortoclásio forma cristais de 0,5 mm a 1,5 mm anédricos a subédricos, podem ser longos ou curtos e comumente aparecem alterados para sericita (Figura 3.20-B), associado a eles pode-se observar raros cristais de microclínio euédricos exibindo geminação típica, comumente ocorrem associados a presença de textura mimerquítica (Figura 3.20-C). Os plagioclásios variam de 0,5 a 1,8 mm com cristais curtos e anédricos, apresentam geminação polissintética e também exibem alteração para sericita. Ocorrem ainda algumas lamelas de biotita com cerca de 0,4 mm e forma anédrica a subédrica, frequentemente afetadas por processo de cloritização (Figura 3.20-D), além de muscovita neoformada, desenvolvida a partir dos feldspatos, na forma de cristais anédricos com 0,5 mm. Por fim ocorrem opacos que provavelmente correspondem a hematita.

Figura 3.20 – (A) Amostras macroscópica do granitóide exibindo mineralogia rica em feldspato potássico, as porções mais escuras correspondem a hematita disseminada e eventuais cristais de biotita. (B) Fotomicrografia do granitóide exibindo grandes cristais de ortoclásio sofrendo sericitização ao longo das livagens. (C) Fotomicrografia do granitóide com cristais de microclínio e plagioclásio exibindo textura mimerquítica. (D) Fotomicrografia do granitóide exibindo cristal de biotita sendo alterado para clorita.



Fonte: Elaborado pelas autoras.

3.2 Geologia Estrutural

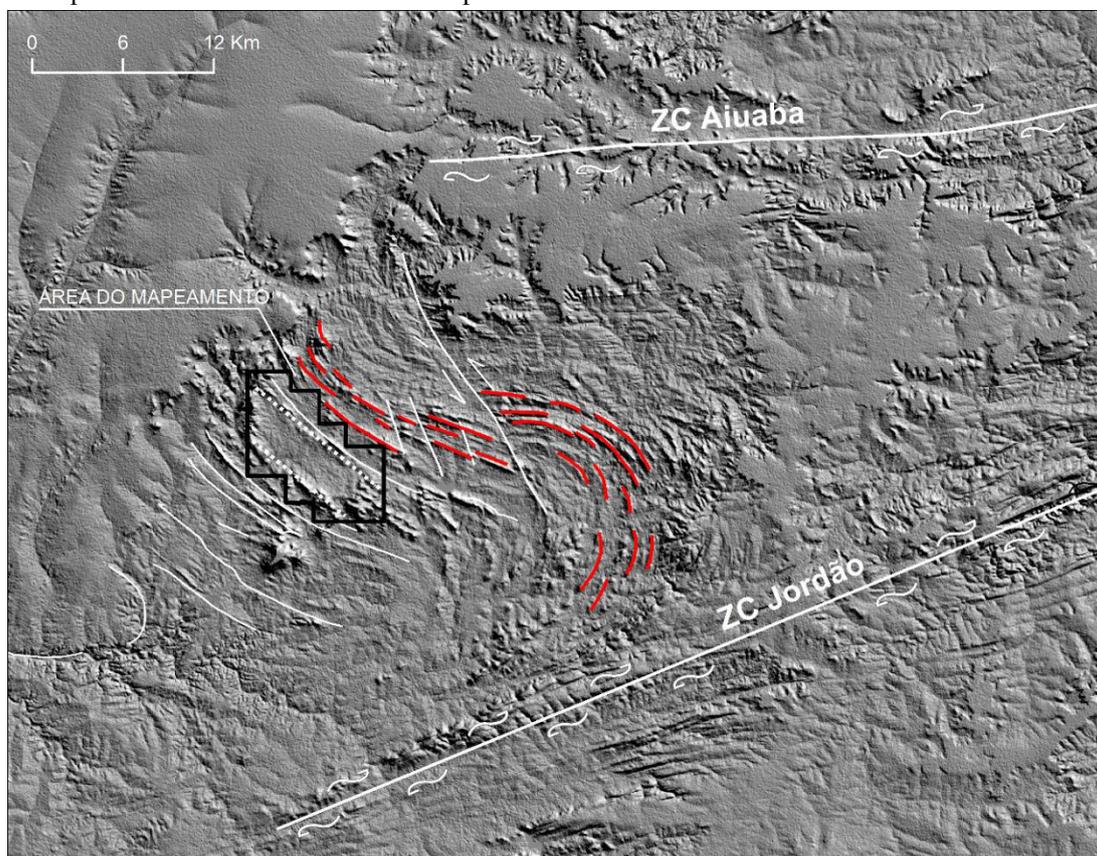
A geologia estrutural da área é marcada por deformação policíclica (Parente et al., 1995), representada por estruturas dúcteis e rúpteis, como dobras, foliações, *boudins*, falhas e fraturas. Estas são bem marcadas nas rochas do embasamento representado pelo Complexo São Nicolau e Grupo Orós, e também nas rochas sedimentares da Bacia de Carnaubinha.

Essas estruturas possuem estreita relação com as zonas de cisalhamento desenvolvidas na Província Borborema durante o Ciclo Brasileiro, reativações tectônicas geradas por esforços distensivos no fim desse ciclo orogênico foram responsáveis pela abertura e preenchimento de estruturas do tipo *pull apart*, hoje conhecidas como bacias transtensionais eopaleozóicas (BRITO NEVES, 1998).

O arcabouço estrutural da área apresenta estruturas que podem ser subdivididos em dois eventos:

- (1) Dn, evento compressivo, caracterizado por estruturas de caráter dúctil como foliação e dobras e zonas de cisalhamento regionais. A área do mapeamento está inserida no flanco de uma megadobra de arrasto regional de eixo sub-vertical formada durante o Ciclo Brasileiro. Esta é interpretada como resultado dos movimentos entre a zona de cisalhamento Aiuaba, a norte, e a zona de cisalhamento Jordão, a sul (MAAS, 2003), essa estrutura é bem evidente em imagens de satélite e radar, como mostrado no modelo digital de elevação sombreando da Figura 3.21.
- (2) Dn + 1 evento transtensional, caracterizado por estruturas de caráter rúptil, como falhas de escala local e regional, além de dobras atectônicas. As principais estruturas relacionadas a este evento na área de estudo são as falhas de delimitam a bacia.

Figura 3.21 - Contexto estrutural regional evidenciando a megadobra de arrasto (em vermelho) e as falhas (linhas finas brancas) entre as zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais Aiuaba e Jordão. O polígono preto representa a área de estudo e as linhas pontilhadas as falhas de abertura da Bacia de Carnaubinha.



Fonte: Elaborado pelas autoras.

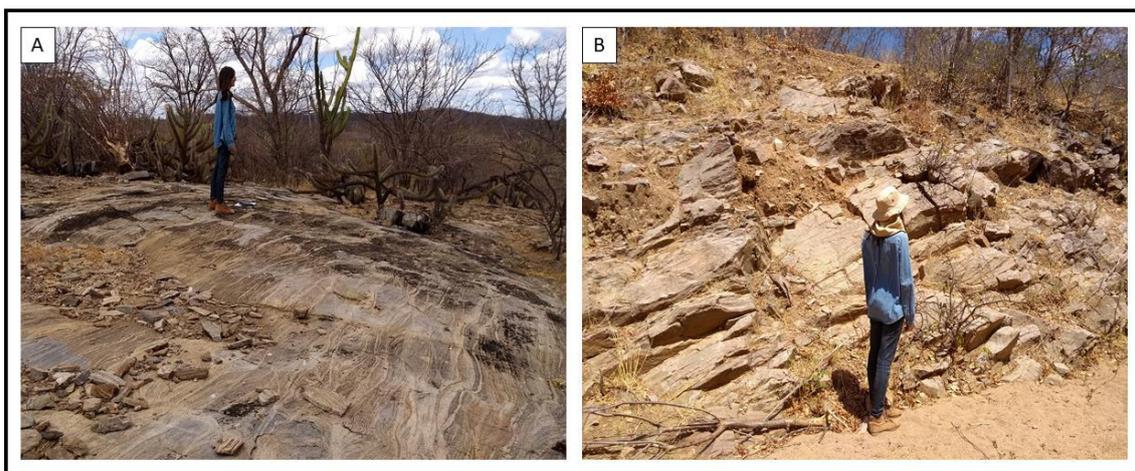
3.2.1. Estruturas Dn

Corresponde a deformação mais antiga e é bem marcada nas rochas do embasamento correspondentes ao Complexo São Nicolau e ao Grupo Orós. Essas unidades litológicas apresentam *strike* em comum, definido pela foliação regional ou bandamento metamórfico (Sn) com direção preferencial NW-SE (Figura 3.22), que caracteriza o *trend* regional.

Foliação / Bandamento metamórfico

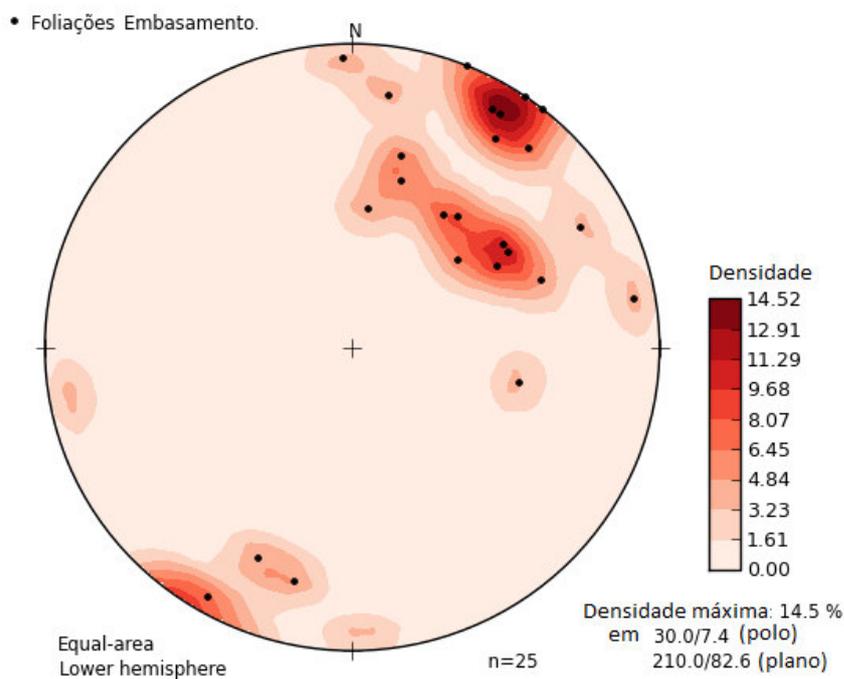
Os ortognaisses do Complexo São Nicolau foram deformados sob regime dúctil de fácies anfibolito com formação de bandamento metamórfico, atingindo anatexia localmente e gerando bandamento migmatítico (Figura 3.22-A), essas rochas foram afetadas por processos tectônicos transcorrentes mais intensos, em relação as outras unidades da Faixa Orós, e apresentam foliações predominantemente subverticais (Figura 3.22-B), com mergulhos variando de 46° a 90° no sentido SW (Figura 3.23).

Figura 3.22 – (A) Afloramento de ortognaisse exibindo bandamento migmatítico em consequência de anatexia local. (B) Afloramento de ortognaisse exibindo foliação subverticalizada.



Fonte: Elaborado pelas autoras.

Figura 3.23 - Estereograma representando os contornos e polos das foliações dos Ortognaisses (Complexo São Nicolau) e Metariolitos (Grupo Orós) com direção preferencial NW-SE.



Fonte: Elaborado pelas autoras.

No Grupo Orós, a foliação S_n é paralela aos planos de sedimentação (S_0) preservados, mais bem observada nos mármore. Não foram encontrados afloramentos com mármore folheado in situ, segundo Araújo e Lisboa (2010) essas rochas também apresentam foliações de alto ângulo. Os xistos, aflorantes apenas na porção sul da área, apresenta foliação definida pela orientação dos filossilicatos, com mergulho de 68° e caimento para NE. Ainda nas unidades metassedimentares, é possível observar dobras suaves com eixo verticalizado que se desenvolvem paralelamente aos antigos planos S_0 (Figura 2.24).

Figura 3.24 - Afloramento de blocos de mármore cinza do Grupo Orós exibindo dobras suaves com foliação Sn paralela a S0.



Fonte: Elaborado pelas autoras.

As rochas metavulcânicas do Grupo Orós apresentam foliação milonítica (Sn) penetrativa, resultante de deformação dúctil-frágil, identificável a partir do estiramento de fenocristais de feldspato potássico, com foliações de direção NW-SE e mergulhos variando entre 37° e 89° para SW e NE (Figura 3.23). Também como característica dessa deformação, no seu caráter mais dúctil, pode-se constatar a presença de *boudins* de foliação e pequenas dobras assimétricas.

Boudins

Os *boudins* estão relacionados com remobilização de sílica nos ortognaisses (Figura 3.25-A) e deformação dos cristais de feldspato potássico nas metavulcânicas (Figura 3.25-B), formados devido a diferença de competência entre as bandas, evidenciando movimento de zonas de cisalhamento, nesse caso distensivas. Essas estruturas *boudins* do tipo “*pinch and swell*”, formadas quando os corpos competentes mostram estrangulamento, mas não sua ruptura (TWISS; MOORS, 1992).

Localmente, ocorrem ainda pequenas dobras de cisalhamento ptigmáticas marcadas pelas bandas mais ricas em feldspato potássico nos metariolitos (Figura 3.25-C).

Figura 3.25 – (A) Afloramento de ortogneisse do Grupo São Nicolau exibindo *boudins* nas bandas mais silicosas. (B) Afloramento de metariolito do Grupo Orós com *boudins* formados pela deformação dúctil-frágil dos feldspatos potássicos. (C) Afloramento dos metariolitos do Grupo Orós exibindo pequenas dobras de cisalhamento ptigmáticas.



Fonte: Elaborado pelas autoras.

3.2.3. Estruturas $D_n + 1$

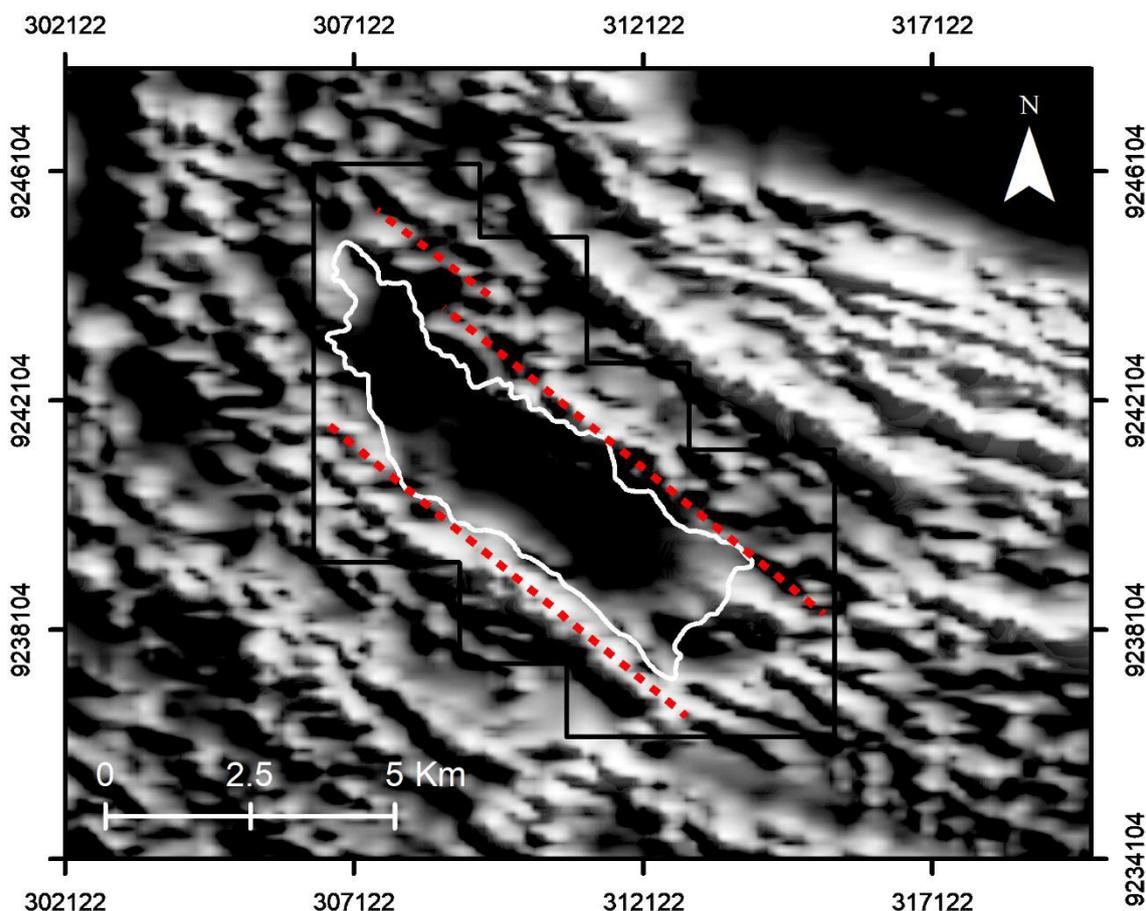
Essa deformação seria o evento mais tardio, e está relacionada aos mecanismos que proporcionaram a abertura da Bacia de Carnaubinha, podendo também ter condicionado o posterior fraturamento das rochas da bacia e do embasamento nas adjacências da mesma. Segundo Maas (2003), as fossas molássicas da Bacia do Cococi teriam se formado a partir da reativação de corredores transtensivos no Meso-Cambriano. Considerando a natureza correlata da Bacia de Carnaubinha com as bacias de estágio de transição, sua abertura estaria relacionada aos mesmos mecanismos. Quatro tipos de estruturas relacionadas a este evento de deformação extensional são observadas:

Falhas de pré-rift

Parente et al. (2004) descrevem que as bacias de estágio de transição da Província Borborema são do tipo rifte controlados por transtração, com pelo menos duas fases transtrativas responsáveis pela formação e/ou modificação das mesmas. A abertura da Bacia de Carnaubinha teria sido condicionada por falhas normais, em consequência do movimento das zonas de cisalhamento dextrais regionais (Figura 3.21). Os limites originais da bacia se encontram encobertos, atualmente são marcados por uma quebra na topografia, bem visível por imagem de satélite e radar. Desta forma, não se tem dados a respeito da intensidade de mergulho dessas falhas.

A direção das falhas que culminaram na abertura da bacia foi aqui inferida a partir dos contatos da bacia, bem delimitados nesse mapeamento, e com auxílio da imagem magnetométrica da área, visto que as anomalias lineares nestas, segundo Pinéo (2017), podem representar estruturas geológicas, contatos litológicos ou diques.

Figura 3.26 – Imagem do campo magnético com amplitude do sinal analítico, através da qual foram traçadas as falhas que condicionam a bacia (linhas tracejadas em vermelho), o polígono preto corresponde a área do mapeamento e o traçado branco corresponde aos limites da bacia e em vermelho.



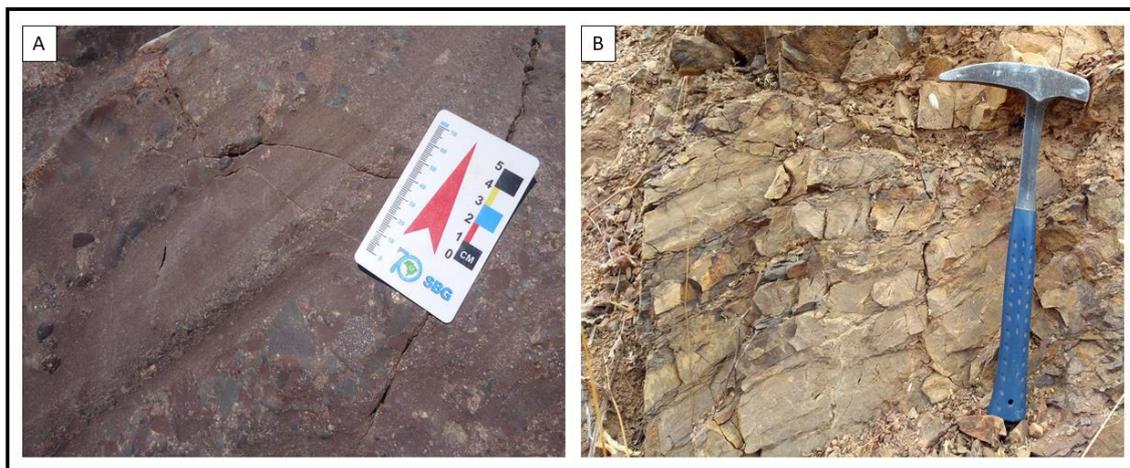
Fonte: Elaborado pelas autoras.

Na Figura 3.26, estão traçadas as falhas (linhas pontilhadas) responsáveis pela de abertura da bacia conhecendo-se a geologia da área e a partir dos limites mapeados e estruturas visíveis na imagem, estes indicam uma direção de 140° Az, próximo a direção de 130° Az descrita por Araújo e Lisboa (2010) para as mesmas. Essas estruturas provavelmente se estendem para o interior da bacia e possivelmente tiveram influência na deposição dos sedimentos.

Acamamento sedimentar

Apesar de não ser estruturas tectônicas, a sedimentação na bacia está relacionada a este evento e por sua vez serão descritas aqui. O acamamento sedimentar nos conglomerados é definido por uma brusca variação na sedimentação, marcado pela intercalação de níveis de sedimentação mais fina (Figura 3.27-A), bem como por um alinhamento dos clastos, marcando uma estratificação, ainda que incipiente. Nos arenitos o acamamento sedimentar é marcado pela disposição subparalela das camadas de sedimento, marcados por uma leve alternância textural (Figura 3.27-B).

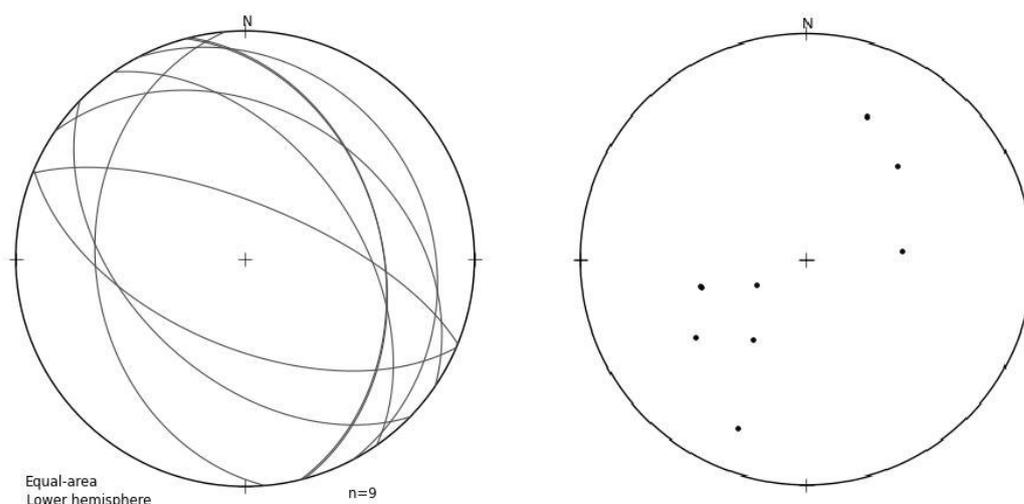
Figura 3.27 – (A) Afloramento de conglomerado exibindo alternância entre níveis de sedimentação arenosos e conglomeráticos marcando acamamento. (B) Afloramento de arenito exibindo acamamento marcado pela disposição subparalela dos estratos.



Fonte: Elaborado pelas autoras.

Medidas desses acamamentos nas rochas da bacia revelam direção preferencial NW-SE concordante com o *trend* regional (Figura 3.28). Os mergulhos variam de 20° a 50° nos conglomerados com sentido dominante para SW, e nos arenitos variam de 30° a 70° com sentido ora para SW ora para NE.

Figura 3.28 - Estereogramas representando os planos e os polos de acamamento das rochas na Bacia de Carnaubinha com *trend* na direção NW-SE e mergulhos variando entre as direções NE e SW.



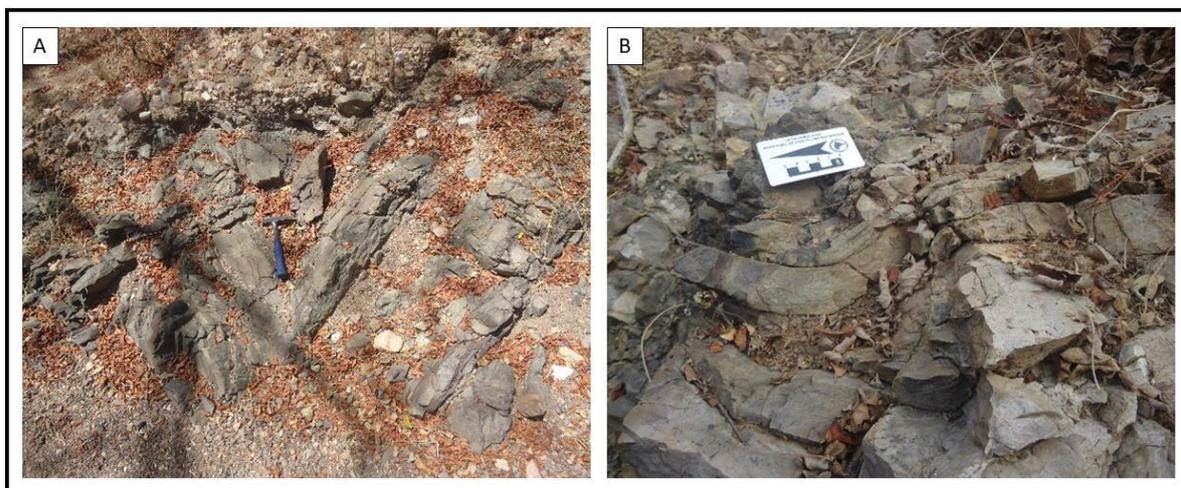
Fonte: Elaborado pelas autoras.

Dobras atectônicas

Outras estruturas de destaque na bacia correspondem às dobras atectônicas, essas estruturas podem ser geradas em sedimentos depositados em superfícies suavemente inclinadas, como as geradas pelas falhas normais durante a abertura da bacia, afetados por movimentos de correntes, resultando na formação de pequenas ondulações ou micro dobras irregulares (CARNEIRO; COSTA, 2006). Tais estruturas são encontradas principalmente nas camadas de folhelhos e siltitos da bacia e correspondem a dobras convolutas assimétricas (Figura 3.29-A).

Por vezes, níveis de arenito siltoso também aparecem dobrados, formando dobras mais suaves em relação aquelas encontradas nos outros sedimentos mais finos (Figura 3.29-B), isso se deve provavelmente ao fato de tais estruturas terem tendência em se formar nas camadas mais plásticas da sequência sedimentar.

Figura 3.29 – (A) Afloramento de uma camada de folhelhos exibindo dobras atectônicas. (B) Afloramento de camada de arenito exibindo dobras atectônicas.



Fonte: Elaborado pelas autoras.

Estruturas pós-sedimentação

Apesar de registradas em poucos afloramentos existem evidências de estruturas mais tardias, como (1) fraturamento associado a injeção de dique sub-vulcânicos, essas rochas têm idade incerta e não se sabe elas foram formadas pelo menos evento; (2) fraturamento condicionando intensa percolação de veios de quartzo e zonas de silificação, como na principal ocorrência de cobre da bacia; e (3) falhas pós sedimentação que podem ser inferidas pelo alto ângulo de mergulho das camadas.

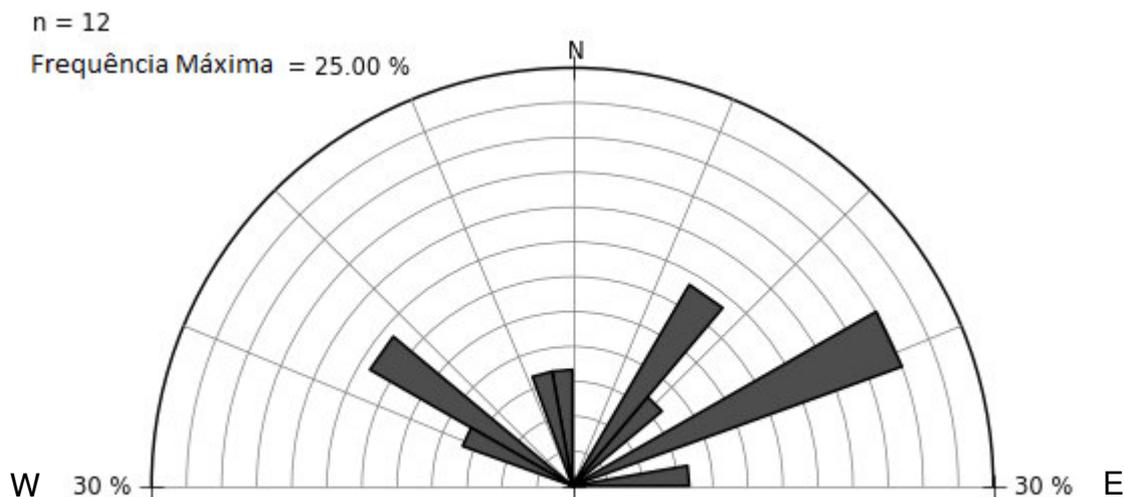
Maas (2003) considera que o mesmo evento deformacional Meso-cambriano, já citado, teria gerado falhas rúpteis que estariam relacionadas ao processo de brechação hidrotermal e injeção de diques ácidos, ambos relacionados à mineralização de cobre e ferro. Esta última reativação tectônica, posterior a fase de sedimentação da bacia poderia ser a responsável pelas fraturas que proporcionaram a entrada da unidade vulcânica na bacia, dos líquidos hidrotermais mineralizados, bem como causado basculamento nos sedimentos já consolidados. Mas, para tal afirmação seriam necessários estudos mais específicos buscando correlacionar temporalmente essas estruturas.

Fraturas

As medidas de fraturas na bacia de carnaubinha demonstram que o faturamento ocorre em todas as direções, e contém três direções preferenciais em azimutes de 035°, 075° e 305° aproximadamente (Figura 3.30). As medidas de fratura nas metavulcânicas

do grupo Orós revelam que o faturamento dessa unidade, nas adjacências da bacia ocorre em todas as direções, entretanto a amostragem realizada foi pouco representativa.

Figura 3.30 - Diagrama de rosetas representando as direções de fratura medidas nas rochas da Bacia de Carnaubinha evidenciando três direções preferenciais, para uma frequência de 30%.



Fonte: Elaborado pelas autoras.

3.3 Alteração Hidrotermal

Alteração hidrotermal pode ser definida como um processo que envolve mudanças mineralógicas, químicas e texturais nas rochas, as quais são desenvolvidas através da interação entre fluidos hidrotermais sob condições físico-químicas específicas (PIRAJNO, 2009). Estes fluidos hidrotermais entram em desequilíbrio ao entrar em contato com a rocha, ou quando submetidos a rápidas variações de pressão e/ou temperatura, precipitando elementos antes em solução e solubilizando outros através de uma série de reações químicas que tendem a reequilibrar o sistema.

Em geral, os tipos e as intensidades dessas alterações são determinados pela natureza e as condições da rocha hospedeira, composição, concentração, atividade e potencial químico dos fluidos, bem como por condições de temperatura e pressão (JESEN; BATEMAN, 1998; PIRAJNO, 2009). É importante que a rocha possua uma boa permeabilidade, porosidade primária ou secundária (falhas e fraturas), para permitir a maior ação dos fluidos hidrotermais e maior eficiência na precipitação dos minérios.

As rochas podem ser afetadas pela alteração com diferentes estilos: i) pervasiva, representada pela substituição de toda, ou grande parte, da mineralogia original; ii) seletivamente pervasiva, caracterizada pela modificação de minerais

específicos (plagioclásio ou feldspato potássico alterando para sericita); iii) não pervasiva ou fissural, quando a alteração ocorre apenas em porções localizadas, preservando, assim, as texturas originais da rocha (PIRAJNO, 2009).

Na área de estudo, observa-se que tanto as rochas do embasamento cristalino, representadas pelo Complexo São Nicolau e o Grupo Orós, quanto os litotipos da bacia de Carnaubinhas estão hidrotermalmente alteradas. Foram observadas, ao todo, seis tipos de alterações distintas: K-feldspatização, carbonatização, silicificação, epidotização, sericitização e cloritização, descritas em detalhe nos itens a seguir.

3.3.1 K-feldspatização

Esse tipo de alteração hidrotermal é definido pela ocorrência de K-feldspato neoformado, que pode ocorrer em duas formas: i) Pervasiva, onde cristais de plagioclásio do protólito são transformados em feldspatos potássico; ii) Não pervasiva, definida pela precipitação de K-feldspato (e quartzo) na forma de veios.

A maioria dos litotipos aflorantes são afetadas pela K-feldspatização, e incluem os ortognaisses do Complexo São Nicolau, metariolitos do Grupo Orós, o granitoide e as rochas sedimentares da bacia de Carnaubinha (Apêndice A).

Trata-se de uma alteração descontínua, dando aos protólitos uma coloração avermelhada, caracterizada pela neoformação dos feldspatos potássicos, quando ocorre de maneira pervasiva, acompanhada pela obliteração da textura gnáissica, conferindo à estes um aspecto granítico (Figura 3.31-A). A K-feldspatização pervasiva ocorre exclusivamente nos metariolitos do Grupo Orós e nos ortognaisses do Complexo São Nicolau.

Nos conglomerados da bacia de Carnaubinha, esta alteração ocorre exclusivamente na forma de veios de escala milimétrica a centimétrica (Figura 3.31-B). No geral, a partir das observações realizadas em campo, essa fase precede outros tipos de alteração e ocorrem próximas as zonas mineralizadas em ferro nas bordas da bacia, sendo anterior a fase de sulfetação rica em cobre, explicada mais adiante.

Ao microscópio petrográfico, a alteração pervasiva é evidenciada pela obliteração dos cristais de plagioclásio, restando apenas pequenas porções originais preservadas. Estas, são identificadas pelas geminação polissintética ou por núcleos bastante alterados, indicando tratar-se de um material de composição diferente (Figura 3.31-D,E).

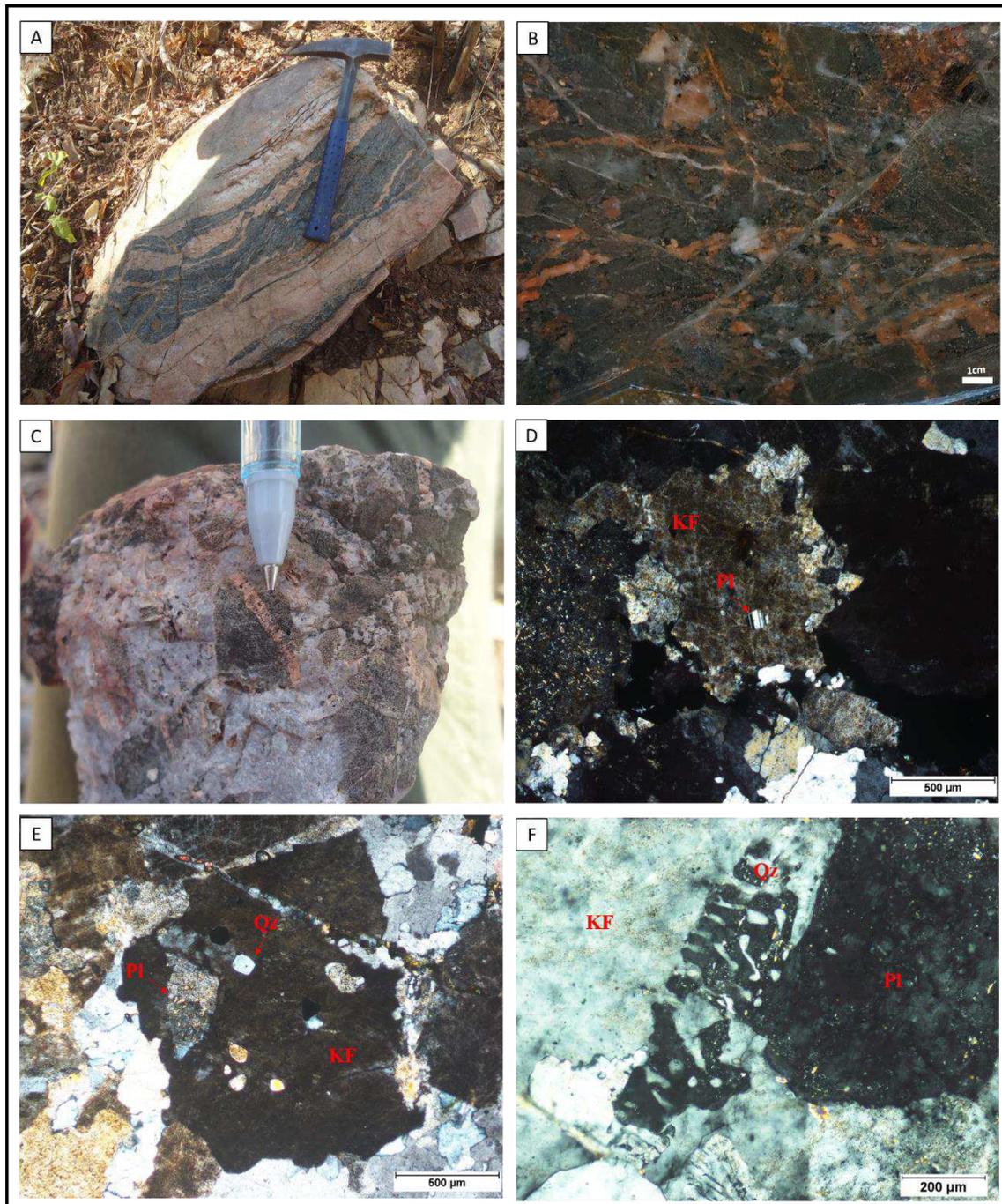
Na porção interna de alguns cristais de feldspatos ocorrem inclusões de quartzo esférico (Figura 3.31-E). É importante, também, destacar a presença de quartzo mimerquítico na rocha granítica, situado em zonas de contato entre o feldspato potássico e o plagioclásio (Figura 3.31-F).

3.3.2 Carbonatização

Esta alteração é definida pela presença de microveios centimétricos a milimétricos (Figura 3.32-A), compostos por cristais de calcita, localmente com quartzo e calcopirita (Figura 3.32-B).

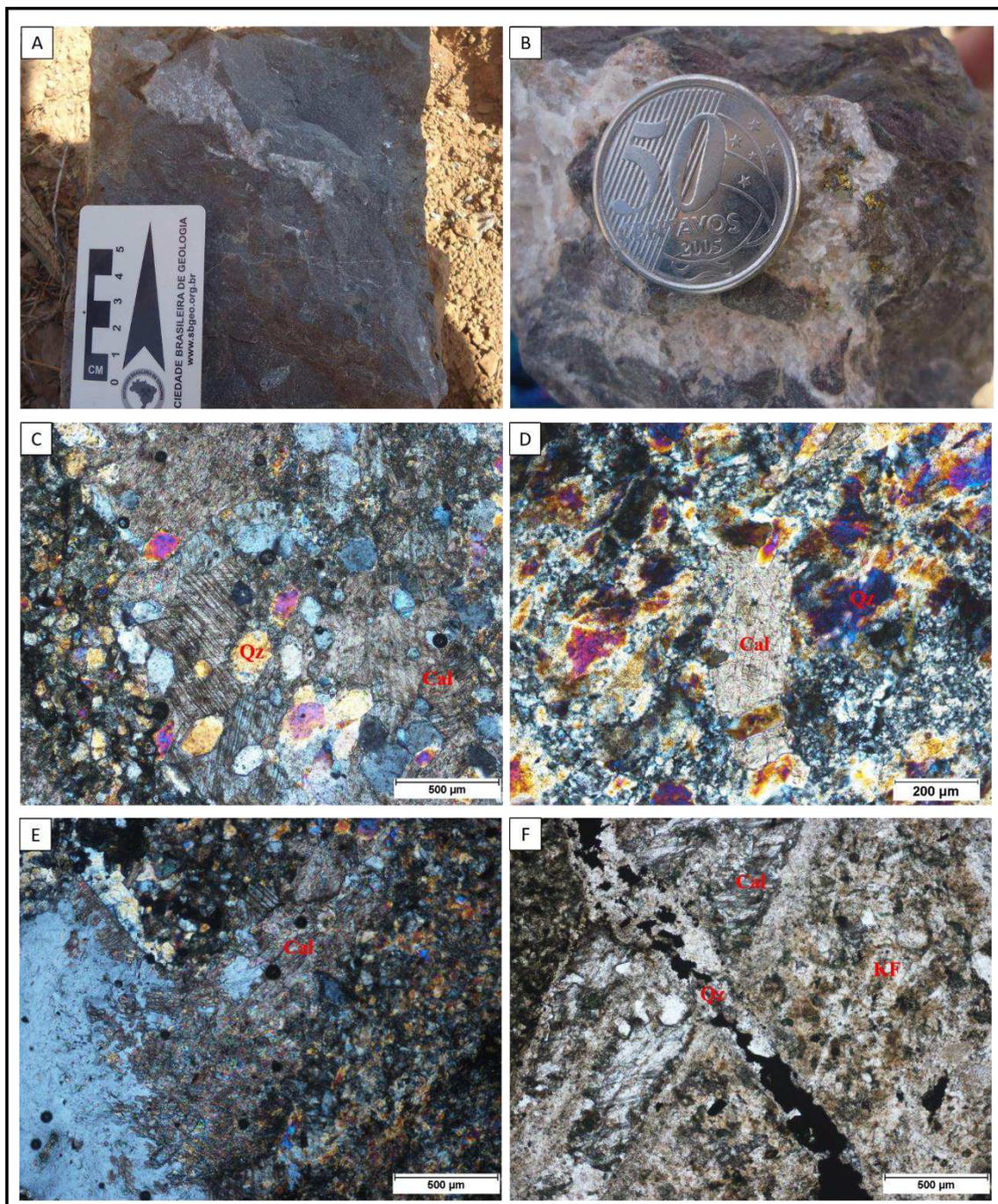
A carbonatização é notada nas metavulcânicas ácidas, arenitos e, principalmente, nos conglomerados da bacia de Carnaubinha (Apêndice A). Em lâmina nota-se que a calcita se desenvolve como: i) vênulas descontínuas, monominerálicas ou poliminerálicas, estas últimas, em geral, acompanhadas por cristais de quartzo euédrais, sendo observadas apenas nos conglomerados (Figura 3.32-C,D); e ii) preenchendo os espaços intersticiais de minerais pré-existent, na forma de cristais anédricos, apresentando, em geral granulação fina (Figura 3.32-E). É importante ressaltar que nas amostras de arenitos analisadas em microscópico não foram identificados cristais e/ou veios de calcitas. Comumente, é possível observar que ocorre pouca interação entre as vênulas de carbonato e a rocha encaixante e, em geral, estes encontram-se recortados por veios de quartzo (Figura 3.32-F).

Figura 3.31 - Fotografias e fotomicrografias evidenciando a K-feldspatização (A) alteração pervasiva no ortogneisse do Complexo São Nicolau. (B,C) alteração não-pervasiva (fissural) nos conglomerados. (D,E) feldspato potássico englobando cristais de plagioclásio e quartzo no ortogneisse. (F) textura mimerquítica no granito.



Fonte: Elaborado pelas autoras.

Figura 3.32 Fotografias e fotomicrografias evidenciando a carbonatização (A) microveios de carbonato recortando o conglomerado. (B) cristais de carbonato bem desenvolvidos no conglomerado, associado com calcopirita. (C) vênulos de calcita com presença de cristais euédrais de quartzo no conglomerado. (D) vênulos de calcita perpendicular a foliação da rocha metavulcânica ácida. (E) calcita preenchendo espaços intersticiais no conglomerado. (F) vênulas de carbonato recortadas por veios quartzo. Destaca-se que essas cores anômalas do quartzo se devem à espessura inadequada da lâmina.



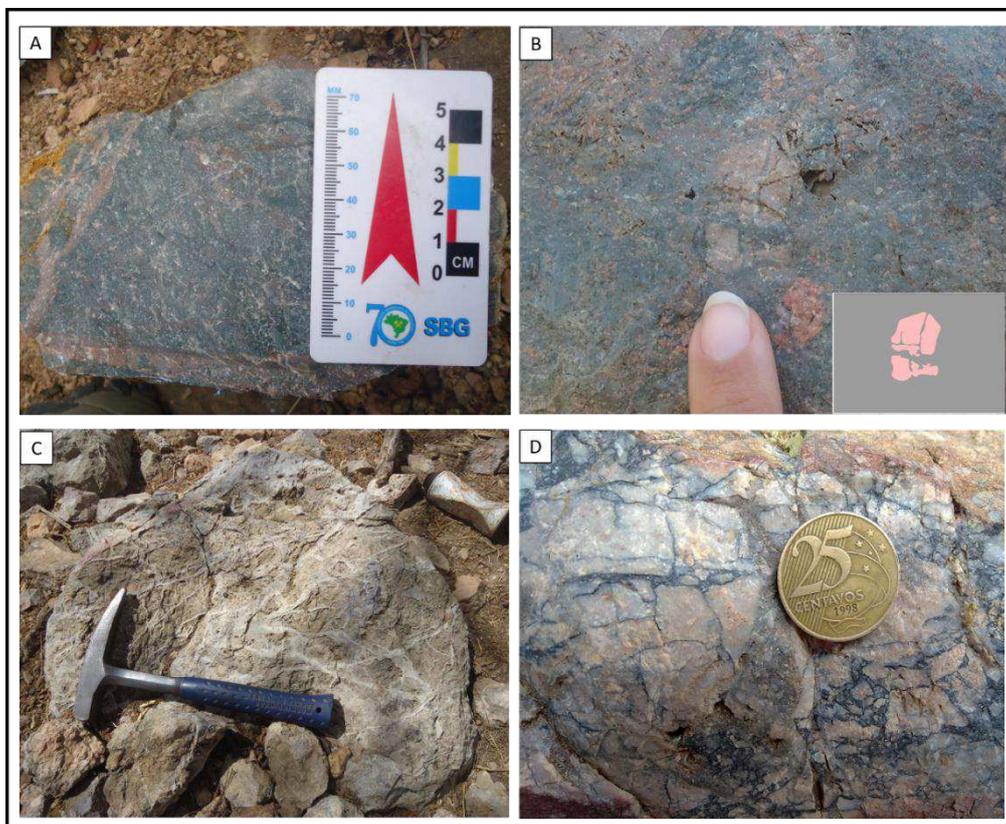
Fonte: Elaborado pelas autoras.

3.3.3 Silicificação

Alteração mais expressiva na área, definida pela precipitação de quartzo hidrotermal. É hospedada por todos os litotipos, substituindo as assembleias minerais originais de forma parcial ou total. Podem ocorrer calcopirita, pirita, hematita e magnetita associados.

Três formas de silicificação são identificadas na área: *i*) quartzo fino, de caráter pervasivo, preenchendo espaços intersticiais com a geração de quartzo anedral (neoformado), sendo formado a partir da interação de fluidos hidrotermais com os litotipos, com a substituição dos feldspatos potássicos e fragmentos de rocha por quartzo microcristalino (Figura 3.33-A). A intensidade da alteração é variada, sendo possível distinguir conglomerados levemente silicificados, com alguns fragmentos ainda preservados ou parcialmente obliterados (Figura 3.33-B), até aqueles onde todos os clastos estão totalmente obliterados; *ii*) como veios quartzo leitoso ou hialino, localizados ou como *stockworks*, ocorrendo em extensões centimétricas a métricas (Figura 3.33-C); e *iii*) na forma de brechas hidrotermais silicosas, podendo estas estarem associadas ou não com hematita (Figura 3.33-D).

Figura 3.33 - Fotografias evidenciando a silicificação (A) sílica fina pervasiva no conglomerado. (B) clasto sendo consumido pela sílica pervasiva. (C) *stockworks* nos conglomerados. (D) brecha hidrotermal silicosa.



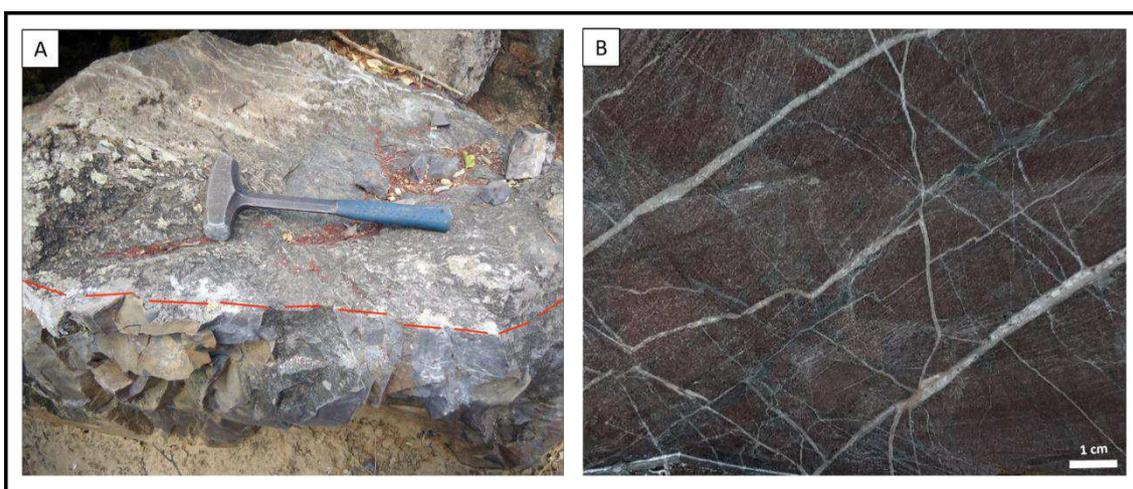
Fonte: Elaborado pelas autoras.

As zonas de silicificação no Complexo São Nicolau são marcadas por altos topográficos, devido à maior resistência do material silicoso à erosão, onde os principais afloramentos situam-se na porção nordeste da área de estudos, próximo à borda leste da bacia de Carnaubinha. No Grupo Orós a silicificação pode ser identificada, principalmente, na porção norte/noroeste, limitando-se com os litotipos da Unidade Carnaubinha, bem como na porção mais elevada da região sul, assim como no Complexo São Nicolau, ambos ultrapassando extensões quilométricas (Apêndice A).

Na bacia de Carnaubinha, essas alterações podem ser identificadas na sua porção oeste, na localidade de Carnaubinha, bem como na sua extremidade sudeste, próximo as localidades Veneza e Lagoa das Cabaças, atingindo principalmente os conglomerados (Apêndice A). No primeiro, caracteriza-se por um forte controle estrutural, sendo representada, principalmente, por *stockworks*, enquanto nas demais ocorre o predomínio da sílica fina pervasiva, estes podem estar com clastos e matriz totalmente obliterados por quartzo microcristalino fino.

É importante ressaltar que os arenitos, em geral, não são atingidos pela silicificação pervasiva, ocorrendo apenas na forma de veios. Quando em contato com os conglomerados, nota-se que tais veios ocorrem em menor intensidade, isso deve-se, possivelmente, à sua maior litificação, ao contrário dos conglomerados, que possuem uma maior porosidade/permeabilidade, facilitando, assim, a circulação dos fluidos hidrotermais (Figura 3.34-A e B).

Figura 3.34 - (A) contato entre o conglomerado e o arenito. Note que os veios são interrompidos no contato entre eles. (B). Arenito cortado por veios de sílica.



Fonte: Elaborado pelas autoras.

As brechas hidrotermais ocorrem nas rochas que bordejam a bacia, hospedada pelos riolitos do Grupo Orós e mais raramente nos ortognaisses do Complexo São

Nicolau, mas também podem ser encontradas junto aos conglomerados dentro da bacia (Apêndice A), ocorrendo, em geral, na forma de blocos soltos. É comum a presença de hematita e, localmente, sulfetos disseminados.

As brechas apresentam coloração cinza e avermelhada, variando de acordo com o protólito, onde os espaços entre os grãos podem ser preenchidos por sílica leitosa e/ou microcristalina, sendo a principal forma de ocorrência esta última, as quais podem apresentar ou não hematita associada (Figura 3.35-A, B). Apresentam clastos angulosos a subangulosos, de tamanho milimétrico a centimétrico, em geral compostos por quartzo, os quais, por sua vez, são recortados por sílica microcristalina e/ou hematita, sugerindo uma relação de contemporaneidade.

Figura 3.35 – Fotografia evidenciando os tipos de sílica nas brechas (A) sílica leitosa. (B) sílica microcristalina.



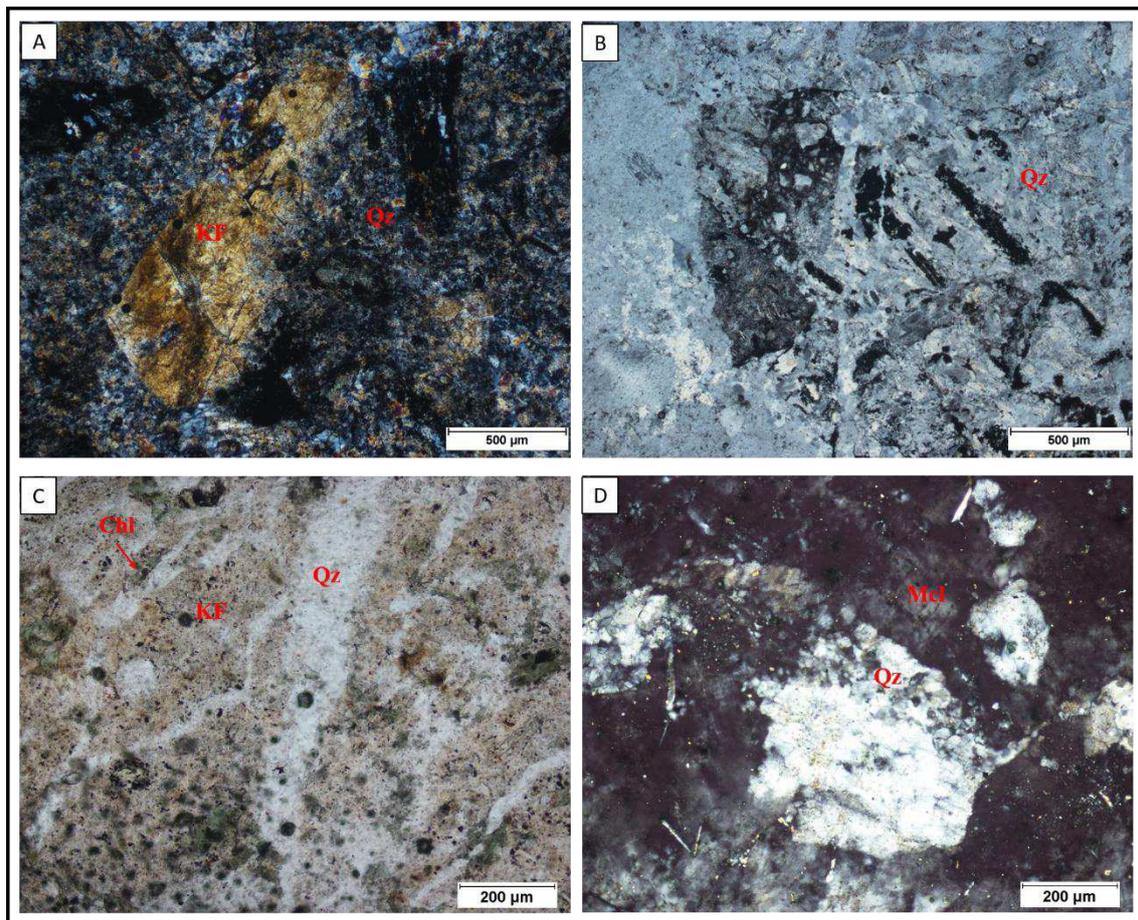
Fonte: Elaborado pelas autoras.

Todas as estruturas macroscópicas supracitadas, podem ser identificadas, também, com melhor detalhe, em escala microscópica. É possível verificar clastos do conglomerado, por exemplo, sendo consumidos pela silicificação fina, bem como veios de quartzo recortando a rocha e os cristais da matriz (Figura 3.36-A, B e C). É importante destacar que, no corpo granítico, situado na porção norte (Apêndice A), macroscopicamente, não é perceptível a ação de fluidos hidrotermais, no entanto, em escala microscópica, é possível observar a neoformação de cristais de quartzo, proporcionada pela alteração do feldspato potássico (microclínio) (Figura 3.36-D).

Ao microscópio petrográfico, apresentam textura brechada, variando entre grão e matriz suportada. Em geral, os cristais são representados por porfiroblastos de quartzo,

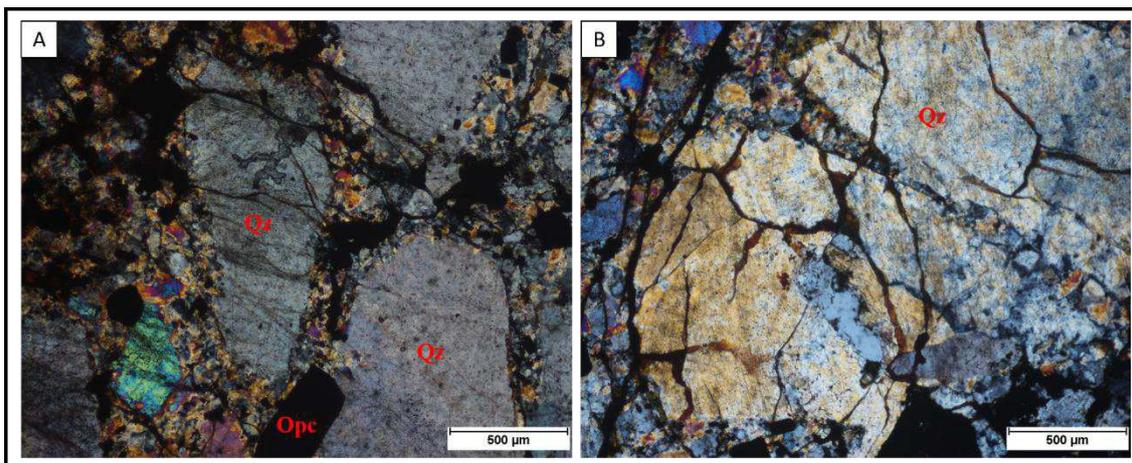
os quais são angulosos, anédricos e bastante fraturados, variando entre 0,4 a 3 mm e, quando presente, a matriz é constituída por quartzo com grãos menores que 0,2 mm. Os cristais, tanto do arcabouço quanto da matriz, são fraturados e preenchidos por hematita (Figuras 3.37-A e B).

Figura 3.36 – Fotomicrografias evidenciando a silicificação (A) clasto sendo consumido por sílica fina no conglomerado. (B,C) veios de quartzo recortando as rochas. (D) quartzo neoformado.



Fonte: Elaborado pelas autoras.

Figura 3.37 – Fotomicrografia das brechas hidrotermais (A, B) fragmentos de quartzo circundados por matriz de mesma composição. Note veios e cristais de hematita associados.



Fonte: Elaborado pelas autoras.

3.3.4 Epidotização

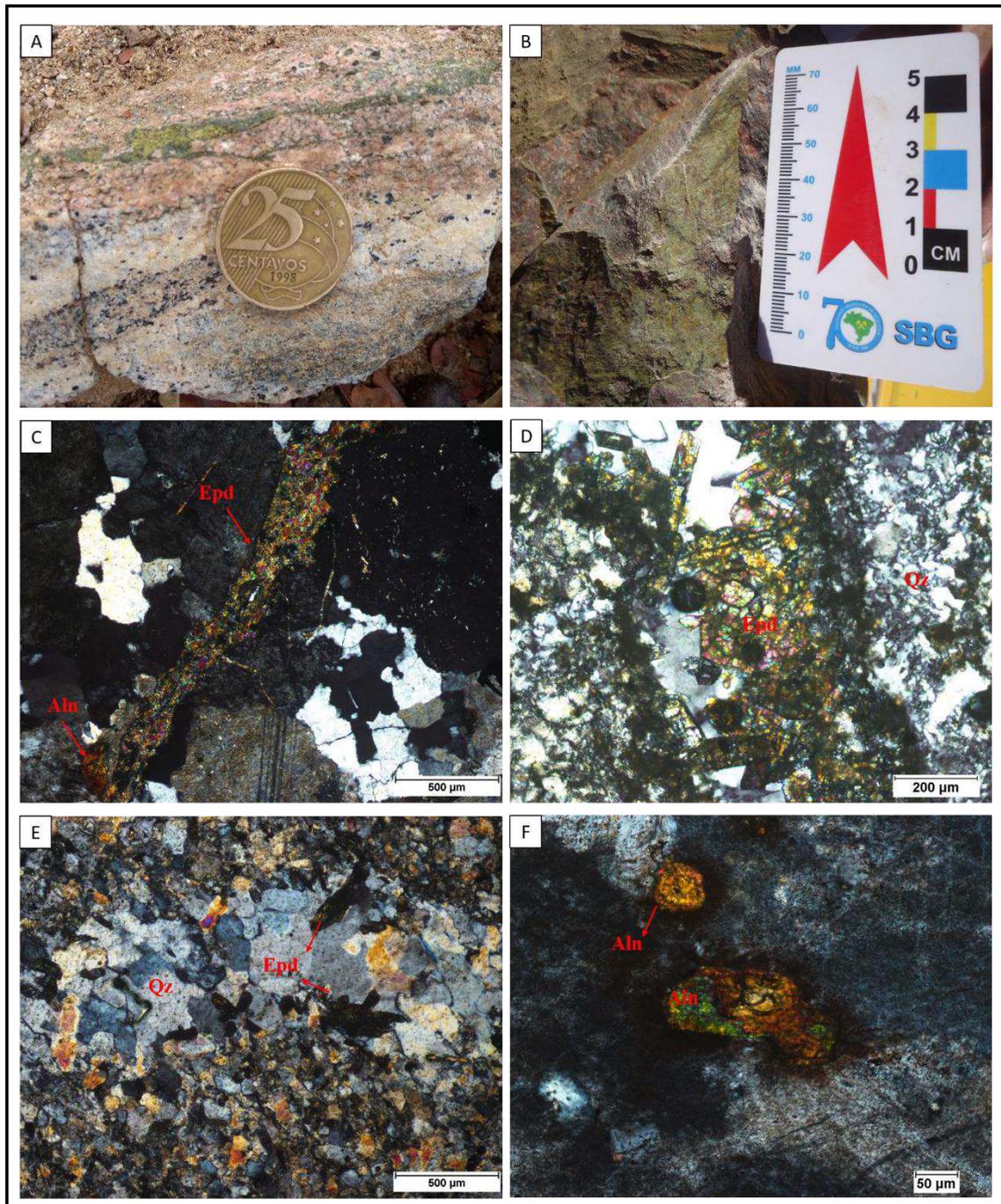
Essa alteração é condicionada por fraturas, ocorrendo, em geral, nas rochas circundantes a bacia (metariolitos do Grupo Orós e ortognaisses do Complexo São Nicolau), podendo ser encontrada, localmente, nos conglomerados.

Macroscopicamente, pode ser identificada por microveios tardios centimétricos recortando os litotipos supracitados (Figura 3.38-A, B). Em lâmina, observa-se que os cristais de epidotos, em geral inferiores à 0,2 mm, recortam alterações anteriores (Figura 3.37-C), como a K-feldspatização, ou acompanham os veios de sílica leitosa (Figura 3.38-D, E). Merece destaque sua associação com allanita (mineral do grupo dos epidotos que contém terras raras), muitas vezes metamictizada, nos ortognaisses do Complexo São Nicolau (Figura 3.38-E, F).

3.3.5 Sericitização

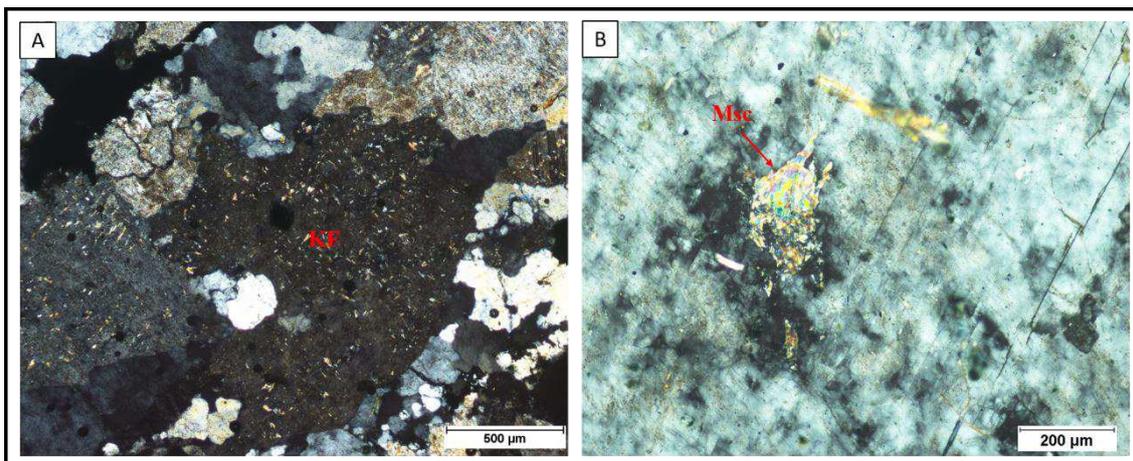
A Sericitização ocorre, em geral, nas rochas do embasamento (ortognaisses do Complexo São Nicolau e metariolitos do Grupo Orós). Macroscopicamente, esse estágio não é perceptível, sendo observada apenas através das análises petrográficas pela alteração parcial do feldspato potássico e albita (Figura 3.39-A), destacada pelo caráter salpicado destes, em sericita, bem como cristais de feldspatos bastante alterados, transformando-se em muscovita neoformada (Figura 3.39-B).

Figura 3.38- Fotografias e fotomicrografias evidenciando a epidotização (A,B) microveios de epidoto no ortogneisse e metariolito, respectivamente. (C) veio de epidoto cortando os cristais de feldspato potássico, associado com cristais de allanita. (D,E) epidoto associado aos veios de quartzo. (F) cristais de allanita presentes no ortogneisse.



Fonte: Elaborado pelas autoras.

Figura 3.39 - Fotomicrografias evidenciando a Sericitização: (A) alteração de feldspato para sericita. (B) muscovita neformada a partir dos feldspatos.



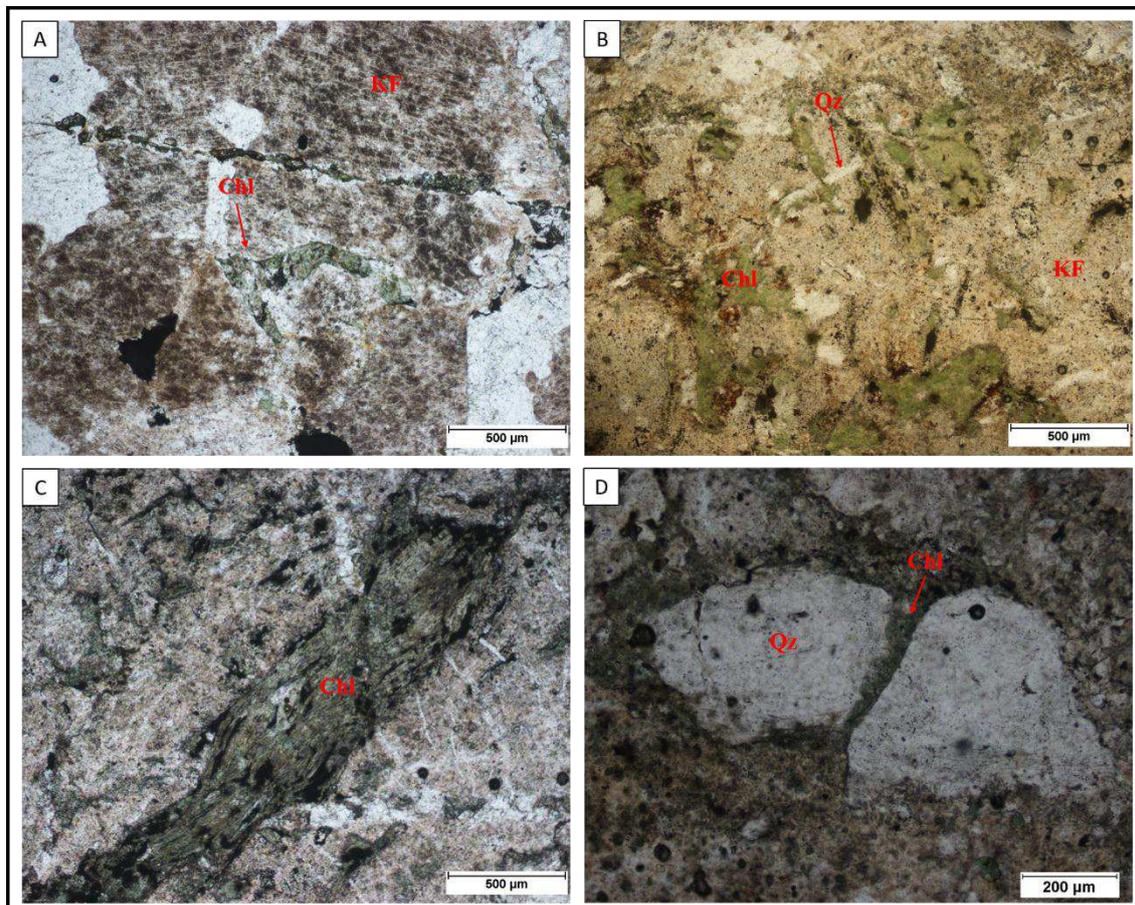
Fonte: Elaborado pelas autoras.

3.3.6 Cloritização

A cloritização ocorre de forma abrangente, sendo identificada nos ortognaisses do Complexo São Nicolau, nos riolitos do Grupo Orós, bem como nos conglomerados da bacia de Carnaubinha.

Ao microscópio petrográfico apresentam forma anedral e tamanho de até 0,5mm, onde é notório a presença de clorita neoformada, caracterizada por sua relação de corte com os demais minerais detriticos, tais como veios de quartzo, um produto de estágio hidrotermal (Figura 3.40-A, B), ademais, ocorrem também como produto da substituição da biotita primária (Figura 3.40-C) e como matriz nos conglomerados (Figura 3.40-D).

Figura 3.40 - Fotomicrografias evidenciando a Cloritização: (A,B) clorita neoformada sobrepsta aos veios de silicificação nos conglomerados. (C) biotita alterada para clorita. (D) clorita ocorrendo como matriz dos conglomerados.



Fonte: Elaborado pelas autoras.

3.4 Ocorrências Mineralis

Existem ocorrências de cobre e ferro associadas às rochas metavulcânicas do Grupo Orós, ortognaisses do Complexo São Nicolau e às rochas sedimentares da bacia de Carnaubinha.

As ocorrências de cobre ocorrem associadas a zonas de silicificação hospedadas por conglomerados da bacia de Carnaubinha e à metariolitos do Grupo Orós na borda sudoeste da bacia (Apêndice A).

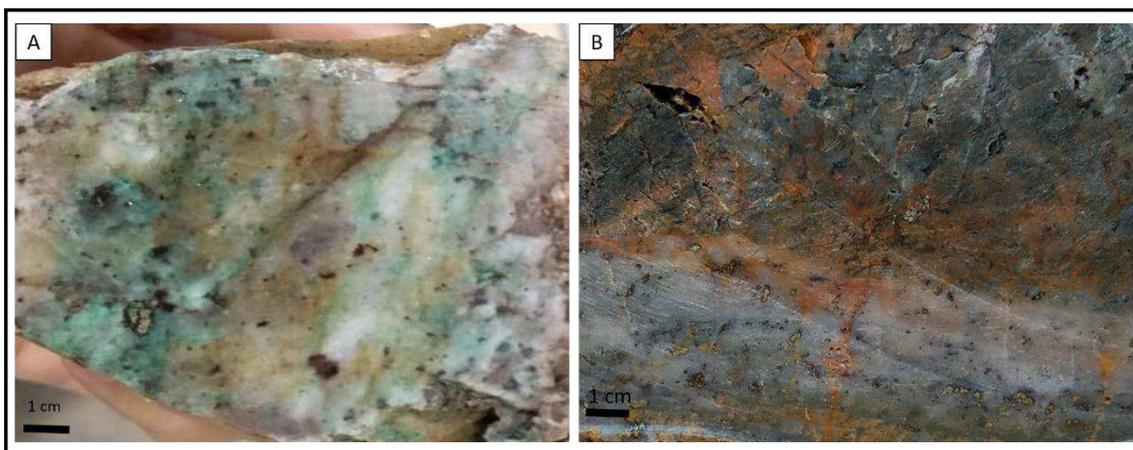
As ocorrências de ferro ocorrem, principalmente, nas rochas do embasamento (ortognaisses do Complexo São Nicolau e riolito do Grupo Orós), na forma de brechas silico-hematíticas e magnetitos, e localmente nos conglomerados da bacia.

3.4.1 Cobre

As mineralizações de cobre encontram-se estritamente relacionadas com zonas de silicificação, na forma de brechas hidrotermais e veios localizados, hospedados por conglomerado ou metariolitos.

A mineralização ocorre na forma de sulfetos disseminados nos veios de quartzo ou zonas de brechas, sendo compostos essencialmente por calcopirita (Figura 3.41-A, B).

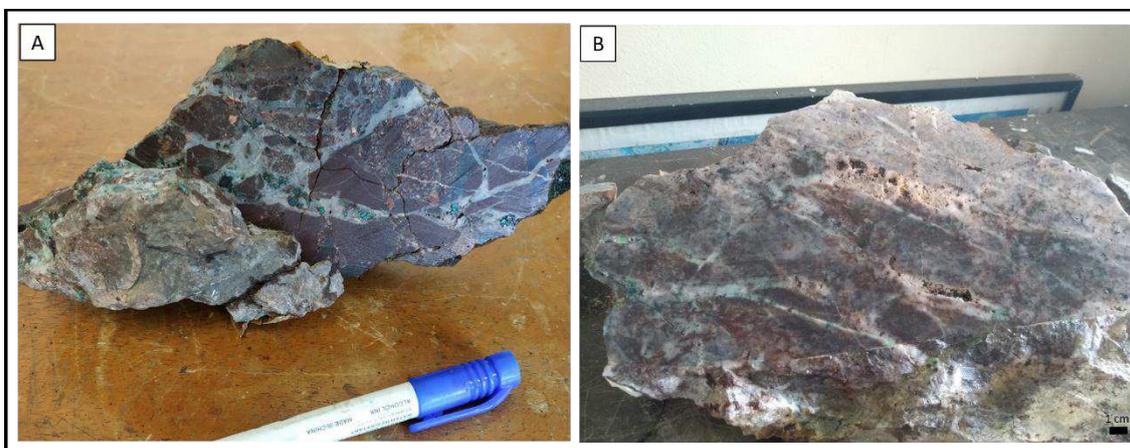
Figura 3.41 - Ocorrências de cobre na área mapeada. (A) conglomerado. (B) riolito.



Fonte: Elaborado pelas autoras.

Devido ao intemperismo dos sulfetos, é comum a presença de *boxworks* em tais litotipos, sendo predominante nos conglomerados, os quais resultam de processos de erosão e estes, por sua vez, podem apresentar minerais secundários, tais como malaquita, azurita e óxidos/hidróxidos de ferro (hematita e goethita) (Figura 3.42-A). Além destas, ocorrem pequenas cavidades, caracterizando microestruturas do tipo *vuggy* sílica (Figura 3.42-B).

Figura 3.42 – Texturas nas rochas portadoras de mineralizações. (A) *boxworks* vazios e preenchidos por malaquita. (B) *vuggy* sílica.



Fonte: Elaborado pelas autoras.

- ***Ocorrência hospedada por Riolitos***

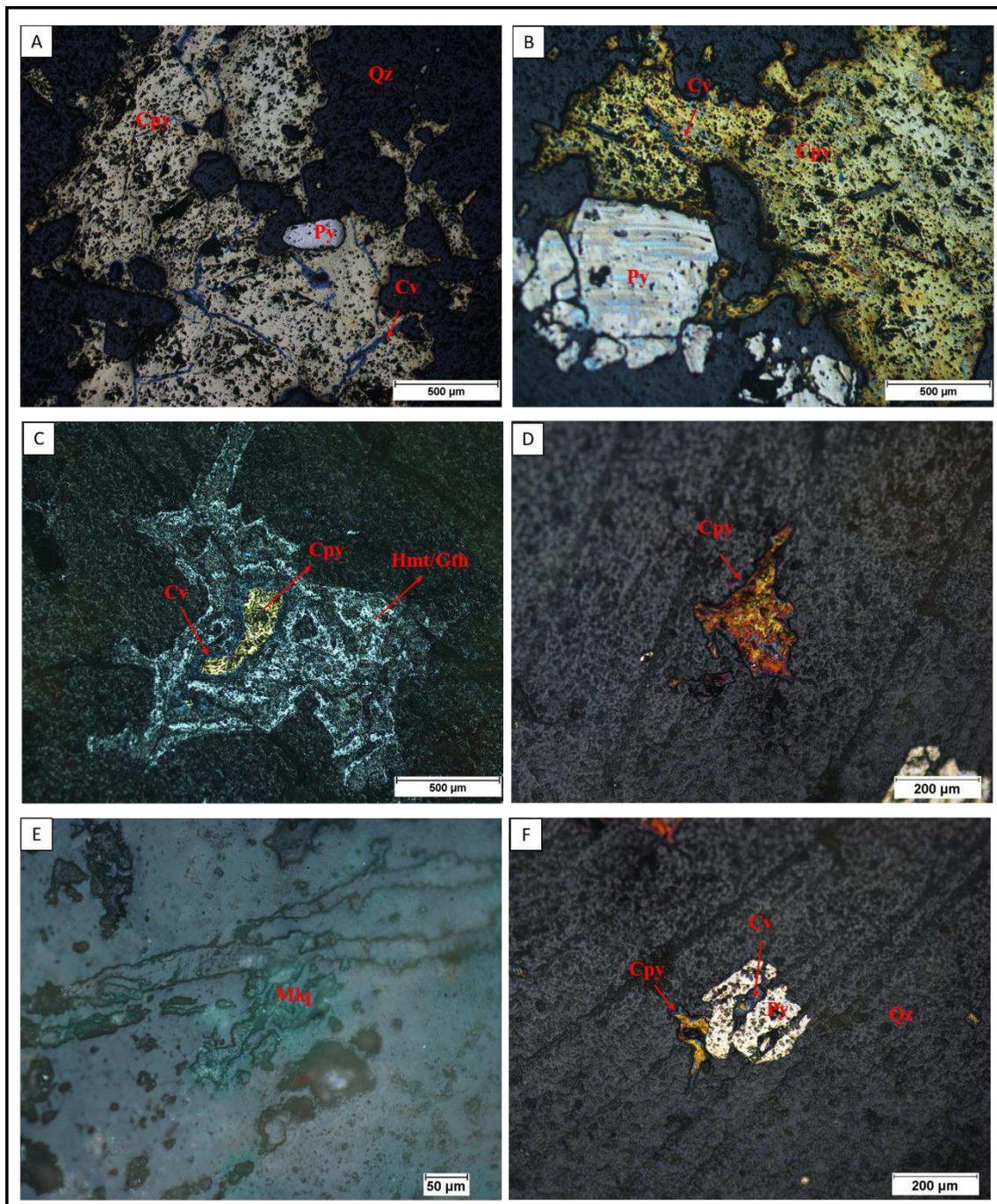
A calcopirita, sulfeto predominante, ocorre como cristais anédricos, com 0,05 a 2mm, associados, normalmente ao quartzo. Em geral, nota-se diversos sulcos e halos de alteração nas bordas ou em fraturas existentes ao longo da calcopirita, onde estas encontram-se parcial ou totalmente substituídas por covelita (Figura 3.43-A, B).

Circundando os cristais de calcopirita ocorrem bordas oxidadas para hematita e/ou goethita com texturas coloforme (Figura 3.43-C, D). Observa-se, também, *boxworks* vazios, possivelmente resultantes da decomposição dos sulfetos, bem como malaquitas preenchendo a porosidade da rocha (Figura 3.43-E). Aliados à calcopirita ocorrem cristais de piritas, subédricos, variando entre 0,1 a 1 mm e, diferente dos primeiros, estes cristais não estão alterados (Figura 3.43-F).

- ***Ocorrência hospedada por Conglomerados da Bacia de Carnaubinha***

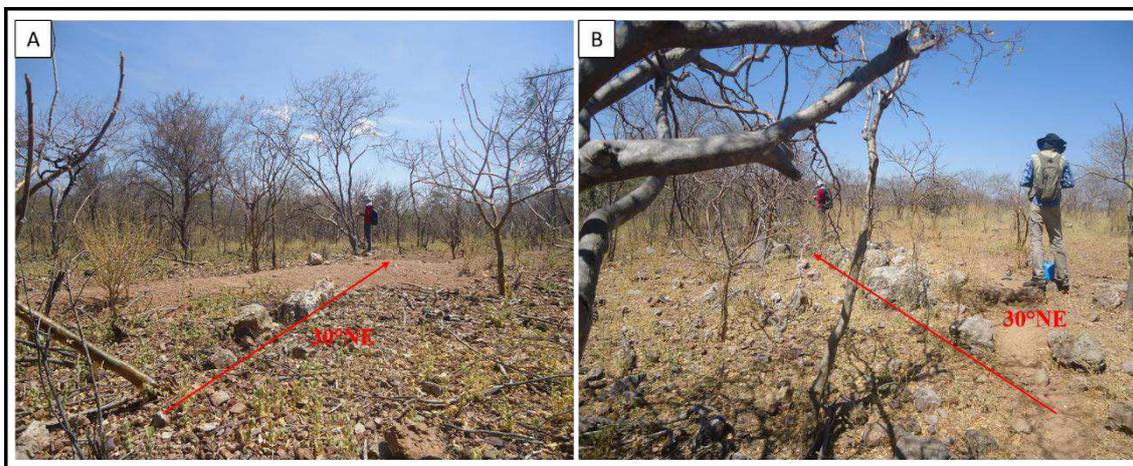
Na localidade de Carnaubinha é perceptível um forte controle estrutural, onde as duas principais ocorrências, associadas aos conglomerados *in situ*, apresentam direção de 30° NE (Figura 3.44-A,B).

Figura 3.43 - Fotomicrografias das mineralizações de cobre nos riolitos. (A,B) calcopirita com halos de alteração para covelita, associadas à pirita. (C,D) calcopirita alterando-se para covelita e hematita e/ou goethita. (E) malaquita preenchendo a porosidade da rocha. (F) cristal de pirita subédrico, associado com calcopirita alterada para covelita.



Fonte: Elaborado pelas autoras

Figura 3.44 – (A,B) Afloramentos de conglomerados mineralizados estruturalmente controlados na localidade Carnaubinha. .



Fonte: Elaborado pelas autoras.

A calcopirita também é o sulfeto mais abundante, com forma subédrica e tamanho até 1,5 mm, apresentando comumente bordas oxidadas para hematita e/ou goethita, também ocorrem porções alteradas para covelita no centro dos cristais (Figura 3.45-A, B). A goethita possui textura coloforme, com até 0,5 mm, enquanto a covelita possui bordas cinzas que podem indicar alteração para calcocita e/ou hematita.

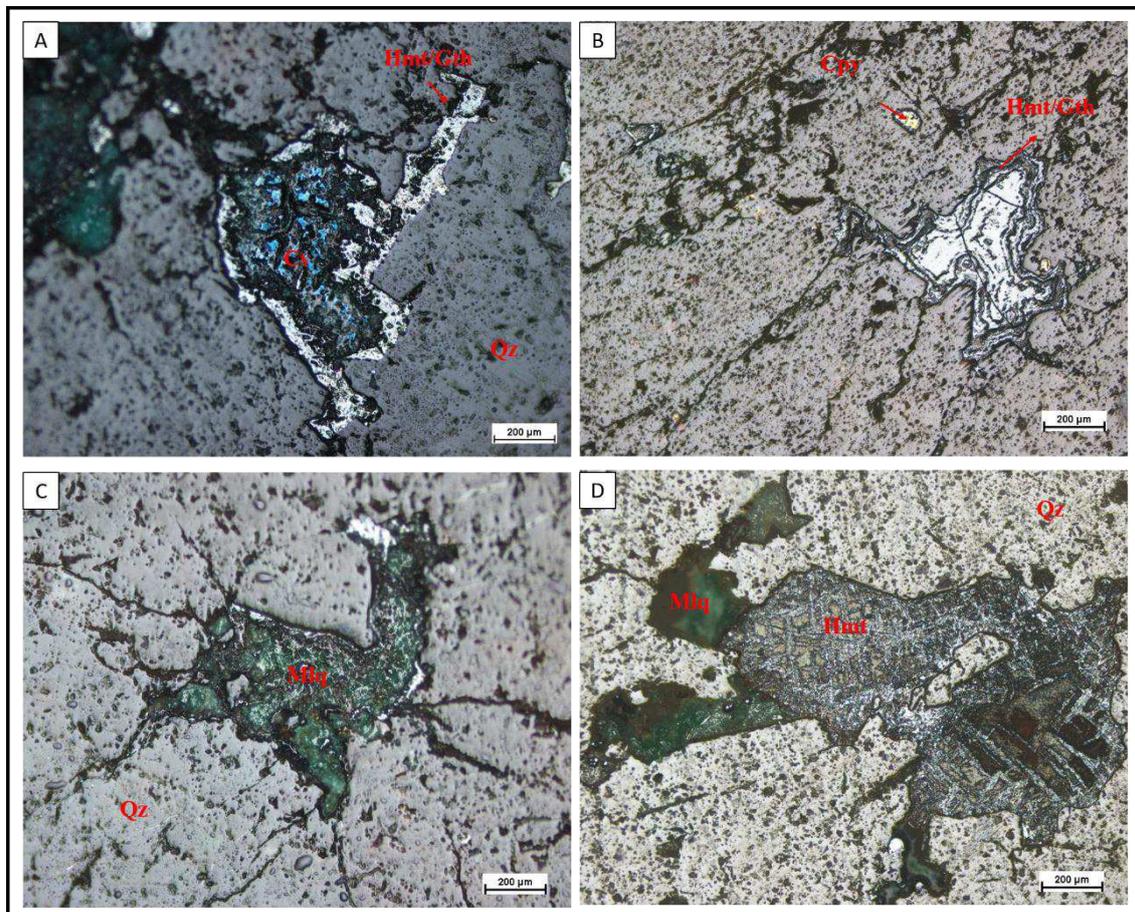
As malaquitas ocorrem em pequenos cristais, em geral menores que 0,5 mm, anédricos, podendo estar associada a goethita, bem como preenchendo a porosidade da rocha, atingindo cerca de 2mm (Figura 3.45-C, D).

3.4.2 Ferro

As ocorrências de ferro estão associadas com brechas hidrotermais e zonas de silicificação hospedadas por ortognaisses ou metariolitos, sendo representadas por magnetita e hematita. A ocorrência de magnetita é restrita à um ponto em campo, associada aos ortognaisses mais silicificados existentes na área de estudo, na porção nordeste, enquanto as hematitas aparecem, principalmente nas bordas da bacia de Carnaubinha, também relacionadas com zonas de silicificação (Apêndice A).

Além das mineralizações em ferro que ocorrem na forma de brechas ricas em hematita, verificou-se também a presença de magnetita maciça. No geral, essas ocorrências ocorrem em extensões métricas *in situ*, estando estritamente relacionadas com as porções topográficas mais acentuadas, e como blocos soltos, de dimensões centimétricas, espalhadas por toda área de estudo (Apêndice A).

Figura 3.45 - Fotomicrografias das mineralizações de cobre nos conglomerados (A) calcopirita alterando-se para covelita e hematita e/ou goethita. (B) hematita, goethita e calcopirita alterando para covelita. (C,D) malaquita preenchendo a porosidade da rocha, podendo estar associada com hematita.



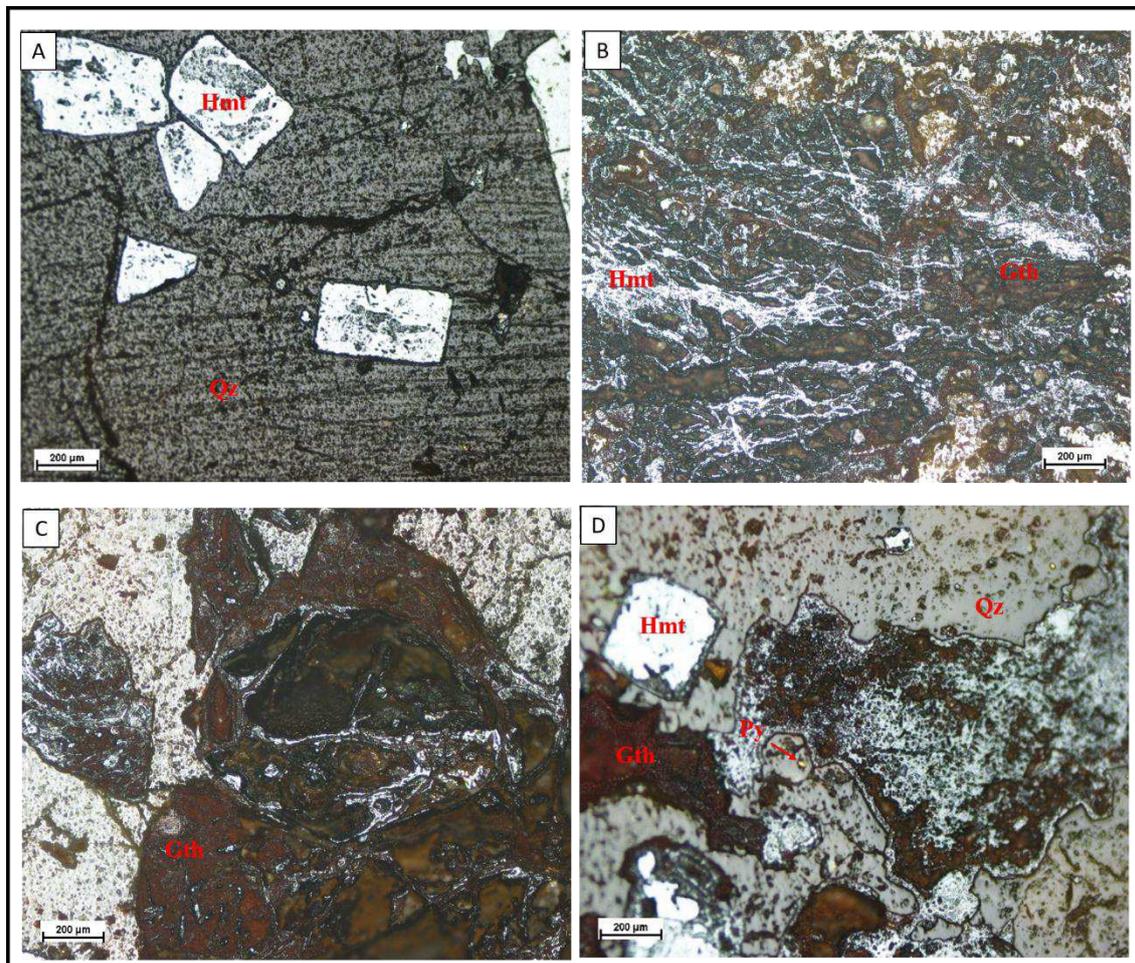
Fonte: Elaborado pelas autoras.

○ *Hematita*

Ocorrem na forma de brechas de quartzo-hematita, sendo reconhecidas em duas formas distintas: *i*) cristais bem desenvolvidos e/ou *ii*) veios recortando a rocha hospedeira (3.46-A,B).

A hematita forma cristais perfeitamente euédricos com 0,6 mm, podendo ser possíveis pseudomorfos de pirita, ocorrendo também com forma subédrica a anédrica, dispersos na matriz de quartzo ou constituindo uma espécie de entrelaçado com goethita avermelhada e pouco cristalina (Figura 3.46-C,D). No geral, associam-se com cristais de sulfetos, possivelmente pirita, euédricos a subédrico, inferiores a 0,05 mm (Figura 3.46-D).

Figura 3.46 – Brecha quartzo-hematítica (A) cristais euédricos de hematita. (B) veios de hematita recortando a rocha. (C) hematita alterando para goethita. (D) hematita alterando para goethita e presença de pirita.



Fonte: Elaborado pelas autoras.

○ **Magnetita**

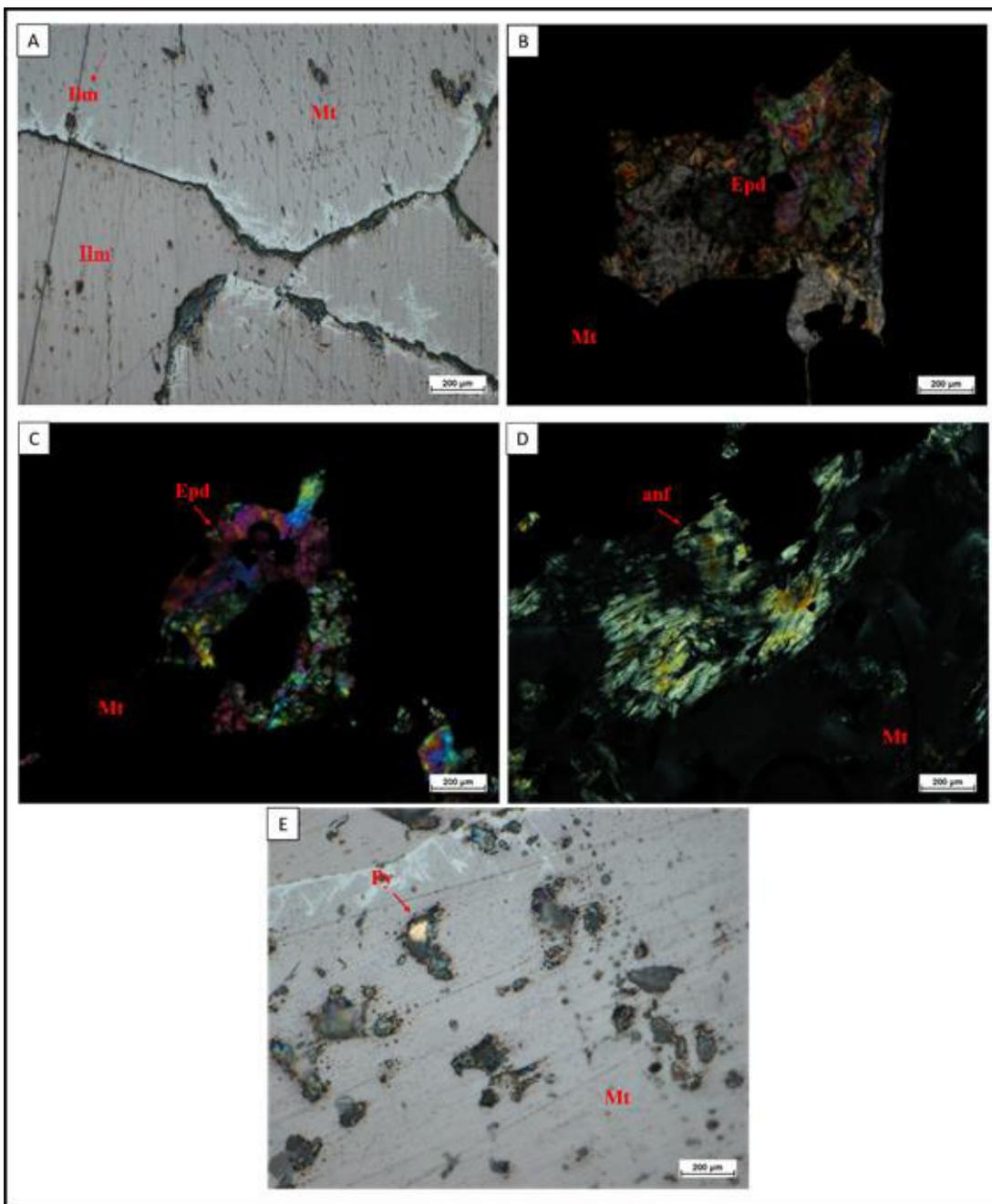
O minério de ferro na forma de magnetita apresenta cristais euédricos a subédricos, entre 0,7 a 0,2mm, podendo apresentar exsoluções de ilmenita e martitização nas bordas, apresentando textura glanoblástica poligonal, associado tem-se cristais euédricos a subédricos de ilmenita, com coloração um pouco mais rosada que a magnetita (Figura 3.47-A).

Os epidotos apresentam 0,2 mm, com formas anédricas e ocorrem em meio a magnetita, apresentando cristais com textura em cárie (Figura 3.47-B,C). Ocorrem, também, anfibólios férricos (actinolita?), os quais formam agregados fibrosos, exibindo uma leve deformação marcada por extinção ondulante, são anédricos e tem cerca de 0,3 mm (Figura 3.47-D). O quartzo forma finos cristais que aparecem em agregados menores que 0,2 mm, também podem apresentar extinção ondulante. Os sulfetos, representados

principalmente pela pirita, ocorrem dispersos, e são extremamente finos, comumente apresentam uma borda de oxidação (Figura 3.47-E).

Devido à predominância da magnetita (75%) em relação aos demais minerais, epidoto (10%), anfíbólio (10%), quartzo (4%) e sulfetos (1%), a rocha foi denominada de magnetitito.

Figura 3.47 - Fotomicrografias das mineralizações de ferro (magnetita) em lâminas delgada e polida. (A) cristais de magnetita com caráter poligonal, apresentando ripas de exsolução de ilmenita. (B,C) cristais em meio à magnetita, com destaque para a textura em cárie. (D) anfíbólio com textura fibrosa. (E) magnetita associada com pirita.



Fonte: Elaborado pelas autoras.

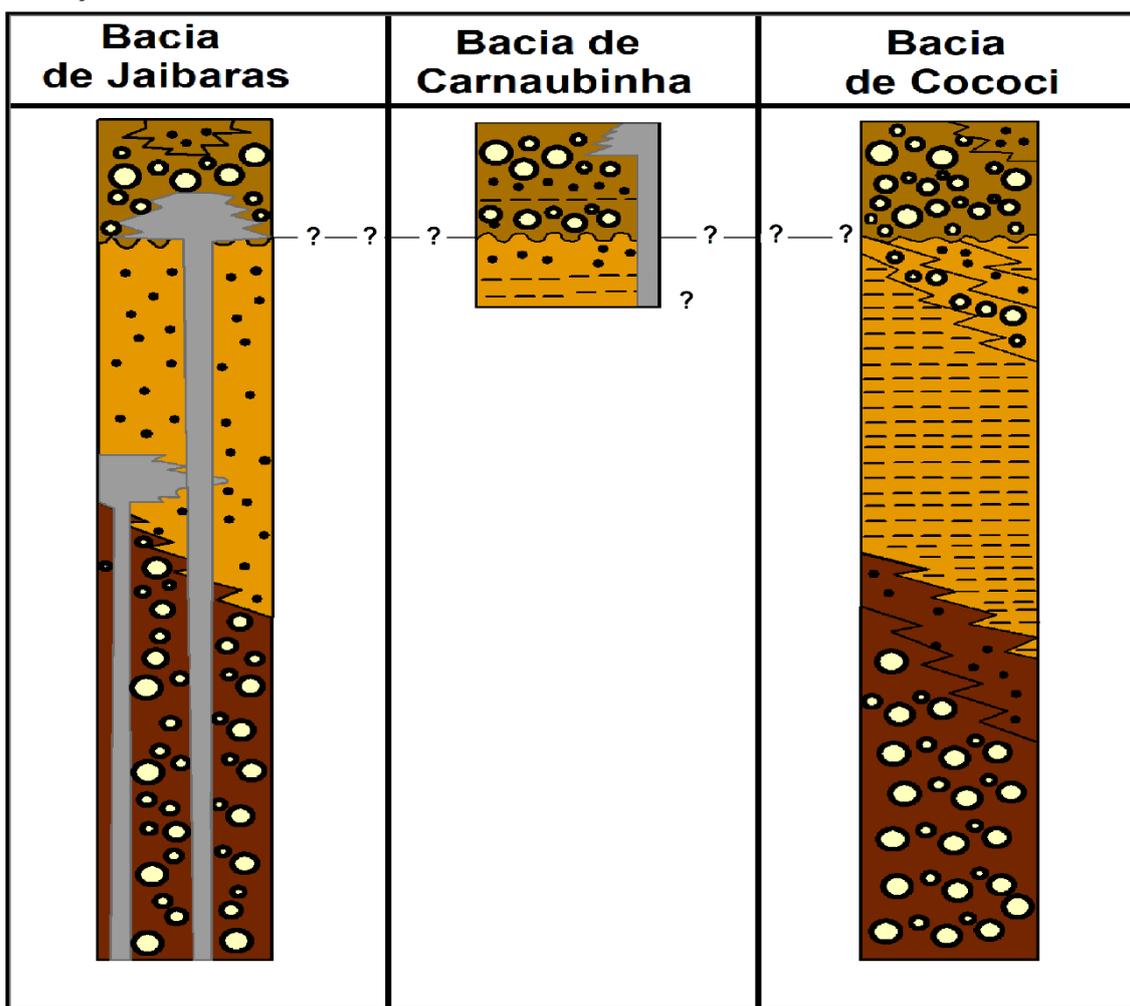
4 DISCUSSÕES

Unidade Carnaubinha e correlação com as Bacias Transicionais da Província Borborema.

Segundo Parente *et al.* (2004), as bacias de estágio de transição da Província Borborema possuem uma associação sedimentar definida por duas sequências estratigráficas separadas por uma discordância erosiva. Apenas uma sequência sedimentar foi mapeada na Bacia de Carnaubinha, nomeada informalmente aqui de Unidade Carnaubinha. Esta é definida por uma associação de ruditos, arenitos e pelitos, onde os conglomerados exibiam comumente, clastos litificados de arenitos e siltitos, indicando a existência de uma unidade basal

A características sedimentares e associação litológica da unidade Carnaubinha permitem uma correção com as formações Melancia, pertencente ao Grupo Rio Jucá, da Bacia do Cococi, e com a Formação Aprazível do Grupo Jaibaras na bacia homônima (Figura 4.1). A Formação Melancia é caracterizada por uma associação de conglomerados e brechas polimíticas, contendo em seu arcabouço clastos dos litotipos sotopostos (arenitos e conglomerados das formações Cococi e Angico Torto), podendo conter intercalações de arenitos e pelitos no topo (Vasconcelos *et al.*, 1998 *apud* Parente *et al.*, 2004) (Figura 4.1). Já a Formação Aprazível, é constituída principalmente por conglomerados polimíticos cujo arcabouço é formado por clastos do embasamento adjacente e das unidades sotopostas (arenitos e conglomerados das formações Massapê e Pacujá.

Figura 4.1 – Colunas estratigráficas das Bacias de Jaibaras, Cococi e Carnaubinha exibindo possível correlação entre as unidades das diferentes bacias.



Litoestratigrafia

Bacia de Jaibaras

- Formação Aprazível
- Formação Pacujá
- Formação Massapê

Bacia de Carnaubinha

- Unidade Carnaubinha
- Unidade Basal Inferida

Bacia de Cococi

- Formação Melancia
- Formação Cococi
- Formação Angico

Tipos Litológicos



Conglomerado



Arenito



Folhelho/Siltito



Rochas Vulcânicas

— ? — ? — ? — ?
correlação
possível

Unidade Vulcânica da bacia.

Manifestações magmáticas pós-brasilianas de caráter intrusivo e extrusivo são descritas dentro e nas adjacências dessas bacias transicionais, principalmente Jaibaras e Cococi (Parente *et al.* 2004) O vulcanismo associado a estas bacias exibe um caráter bimodal, de natureza alcalina e toleítica comumente associadas a alterações hidrotermais.

O estudo petrográfico realizado nas rochas da Unidade Vulcânica de Bacia de Carnaubinha revelam natureza ácida, provavelmente, riolítica, mas o alto grau de silicificação presente nestes diques impossibilita uma classificação mais precisa. É importante ressaltar que não foram observadas rochas vulcânicas básicas dentro dos limites da bacia de Carnaubinha.

Este vulcanismo ácido que intrude os conglomerados do topo da bacia de Carnaubinha, podem ser interpretados como resultados de reativações tectônicas das falhas que deram origem aos riftes, podendo ainda ter relação com as mineralizações presentes na região.

Granitóide de idade desconhecida

Na borda das bacias do estágio de transição também são descritos *stocks* e batólitos graníticos de composição variada como os granitos Mandacaru e Meruoca, eles recortam parcialmente as unidades da bacia e desenvolvem pequenas auréolas metamórficas (Parente *et al.*, 2004).

O pequeno plúton de um monzogranito mapeado a NW da área, não é descrito na literatura e, portanto, não existem informações sobre sua gênese e idade. Este granito não apresenta indícios de deformação, está localizado a pouco mais de 1 km da borda da Bacia de Carnaubinha e não afeta diretamente suas rochas sedimentares. Pode-se assumir que é um granitoide tardi-Brasiliano, porém não é possível determinar sua relação temporal com as rochas sedimentares da Bacia de Carnaubinha.

Apesar de não ter sido observado nenhum tipo de metamorfismo de contato do mesmo com as rochas encaixantes do embasamento, é importante ressaltar que o afloramento se encontra em uma área relativamente arrasada, onde o contato com as encaixantes não é aflorante.

Alterações hidrotermais na Bacia de Carnaubinha: processos e evolução.

A Bacia de Carnaubinha é marcada por intensas alterações hidrotermais associadas a mineralização, o presente estudo permitiu a caracterização dessas alterações em K-feldspatização, Carbonatação, Silicificação, Epidotização, Sericitização e Cloritização, e da relação temporal entre as mesmas.

A *K-feldspatização*, é descrita como alteração potássica ou microclinitização por Bowden (1985 *apud* PIRAJNO, 2009), e resulta da reação que envolve a troca entre K e Na, sendo representada, por exemplo, pela substituição de plagioclásio (albita ou anortita) por microclina ou ortoclásio (equação 1), bem como o crescimento de micas com composição variando entre annita e anfibólios ricos em ferro.



Fonte: Pirajno (1992) *apud* Stabile Junior (2012).

Existem diferentes interpretados para a formação de estruturas mimerquíticas como listado por Rong e Wang (2016) abaixo:

- i) *Substituição do plagioclásio por K-feldspato*: neste caso, as mimerquitas são formadas através da substituição de plagioclásio por fluidos ricos em K e Si, onde o SiO₂ existente no fluido pode entrar na estrutura do plagioclásio e cristalizar-se formando o quartzo mimerquítico. Se o processo for intenso, a substituição pode ser completa, formando o feldspato potássico;
- ii) *Substituição do K-feldspato por plagioclásio*: o feldspato seria substituído por plagioclásio sódico e como o primeiro possui sílica em torno de 65-68%, enquanto o segundo apresenta apenas 44-46%, o excesso de SiO₂ é retido e precipitado como quartzo vermicular no interior do novo cristal;



Fonte: Rong e Wang (2016)

- iii) *Exsolução do K-feldspato*: o cristal seria formado por uma molécula maior de feldspato potássico, com outras menores de albita e anortita (chamadas de “molécula Schwantke”, defensor desta teoria). Com o decréscimo da temperatura, a molécula Schwantke se exsolve, onde a albita e a anortita combinam-se formando o plagioclásio e 4SiO₂ como excesso, o qual pode formar o quartzo mimerquítico;
- iv) *Recristalização de plagioclásio*: a deformação cataclástica associada com a introdução de soluções hidrotermais, provoca a alteração do plagioclásio.

Com a perda do Ca e Al e a retenção de Na, por exemplo, ocorre um excesso de sílica, que se recristaliza formando as mimerquitas;

- v) *Hipótese complexa*: alguns autores defendem que as mimerquitas podem ser formadas tanto por exsolução quanto por substituição, onde a sua origem será definida por sua forma.

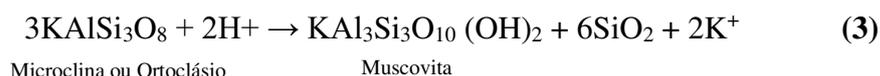
O quartzo mimerquítico descrito nos granitos, é interpretado aqui como evidência da K-feldspatização, por se situar em zonas de contato entre o feldspato potássico e o plagioclásio, inserindo-se no primeiro caso apresentado (substituição do plagioclásio por feldspato potássico).

Segundo Robb (2006), o processo de *carbonatização*, alteração subsequente, caracteriza-se pela formação de minerais carbonáticos por fluidos caracterizados por alta atividade de CO₂ e pH variando entre neutro e alcalino.

O processo de *silicificação*, alteração mais abundante na área, pode ser compreendido como um aumento na proporção de sílica em relação aos demais minerais existentes na rocha, a qual pode ser adicionada no sistema pela ação de fluidos hidrotermais, bem como ser oriunda da lixiviação, restando apenas a sílica residual na forma de quartzo (MEYER; HEMLEY, 1967 *apud* MACHADO, 2006), as rochas aqui estudadas se encaixam no primeiro caso. Esta pode ser considerada a alteração mais importante por estar associada à mineralização

Acerca da *epidotização*, nas rochas estudadas, ela se dá de forma canalizada, indicando a entrada de fluidos provavelmente hidrotermais de temperaturas moderadas a baixas, é importante ressaltar que embora o epidoto apareça frequentemente em conglomerados ricos em calcita, não foi possível estabelecer uma associação entre eles.

A *sericitização* corresponde a conversão de feldspato, para muscovita/sericita, representada pela reação abaixo (3), liberando, também, quartzo e K⁺, os quais podem migrar, causando efeitos de potassificação e silicificação em outras regiões, por exemplo (HUNT, 2005).



Fonte: Hunt (2005).

A formação de clorita nas rochas aqui estudadas pode ser associada com metamorfismo em baixa temperatura, autigênese ou estar relacionada com um estágio de alteração hidrotermal, sendo predominante o último caso aqui chamado de cloritização. É sabido que o processo de *cloritização* pode ocorrer a partir da alteração de minerais

ferromagnesianos, tais como anfibólio e biotita, e, mais raramente, feldspatos, seguindo a equação abaixo (HUNT, 2005):



Microclina ou Ortoclásio

Clorita

Fonte: Hunt (2005).

Em geral, observa-se que as cloritas se encontram associadas com os feldspatos potássicos alterados e hidróxidos de ferro e/ou biotitas, validando serem produtos de alteração destes, onde os cátions de Si^{+4} e Al^{+3} podem ter sido fornecidos pela alteração dos próprios feldspatos, enquanto o Fe^{+2} e/ou Mg^{+2} pode ter sido derivado dos silicatos ferromagnesianos (biotitas) ou dos óxidos de ferro existentes, fornecendo assim, íons necessários para a precipitação, possivelmente, da Chamosita ($(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Fe}^{3+})_5\text{Al}(\text{AlSi}_3)\text{O}_{10}(\text{OH})_8$).

Comparação semelhante é realizada por Hunt (2005) em mineralizações do tipo IOCG na porção ocidental do Complexo de Bushveld, onde, em uma tentativa de caracterizar as fases observadas em sua área de estudo, demonstrou a seguinte equação:



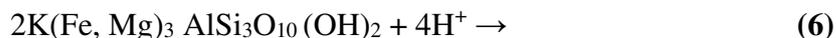
Microclina ou Ortoclásio



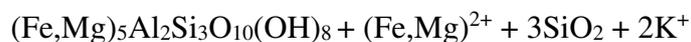
Chamosita ou Turingita

Fonte: Hunt (2005).

A cloritização das biotitas também é comum, podendo esta ser deutérica ou ter se desenvolvido por meio de alterações hidrotermais tardias, sendo exemplificada na equação a seguir:



Biotita



Clorita

Fonte: Hunt (2005).

Em síntese, a evolução dessas alterações hidrotermais é descrita a seguir e esquematizada na Figura 4.2:

(i) A *k-feldspatização* foi proporcionada, principalmente, pela entrada de fluidos ricos em K e SiO_2 , liberando Na e Ca dos plagioclásios no sistema, corresponde a alteração de maior temperatura, em torno de 500-600°C (ROOB, 2006).

(ii) Formação de calcita na *carbonatização* indica um aumento das atividades do Ca^{2+} , caracterizando uma primeira fase de alteração cálcica no sistema, ocorre em

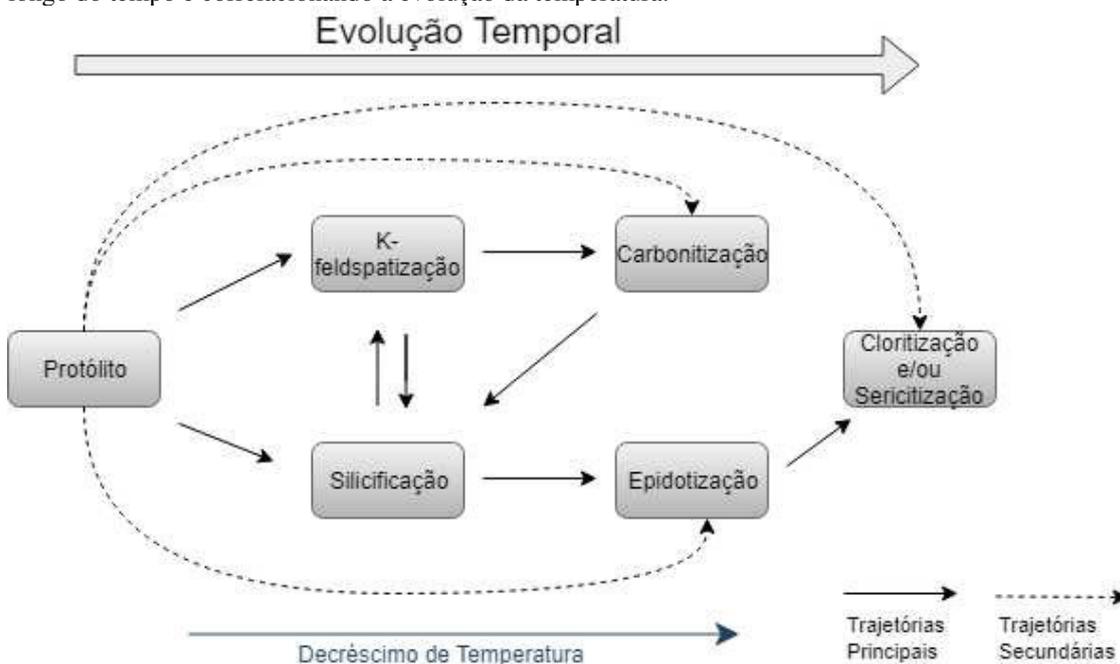
condições de pH variantes entre o neutro e o alcalino, baixa salinidade e alta pressão parcial de CO_2 (ROBB,2006).

(iii) A **silicificação** representa um estágio com decréscimo da temperatura e um rebaixamento do pH, nesta fase os fluidos hidrotermais apresentavam alta atividade de sílica, sugerindo, assim, condições de pH ácidas ou baixa salinidade, diminuindo a solubilidade deste (RIMSTIDT, 1997 *apud* FLECK, 2005).

(iv) A **epidotização**, possivelmente associada com a silicificação, representa uma fase cálcica tardia. Nessa fase observa-se um aumento nos teores de ETR, representado pelo desenvolvimento de cristais de allanita.

(v) Por fim, a **cloritização** e a **sericitização**, causam a transformação de feldspatos em mica branca e/ou clorita, resultando em uma maior acidificação do meio, bem como uma redução da razão $a\text{K}^+/a\text{H}^+$ e da temperatura.

Figura 4.2 – Esquema representando as possíveis trajetórias de evolução das alterações hidrotermais ao longo do tempo e correlacionando a evolução da temperatura.



Fonte: Elaborado pelas autoras.

Condições de formação das mineralizações de Cu-Fe

Segundo Deer *et al.* (2000), para a formação de sulfetos em condições hidrotermais, torna-se necessário a existência de $\text{Cu-Fe-S-H}_2\text{O}$ no sistema. Para a formação da calcopirita, por exemplo, são necessárias condições redutoras, as quais podem estar em um vasto intervalo de pH, segundo os autores, caso o pH seja baixo e o ambiente oxidante, o cobre e o ferro tendem a permanecer em solução e, com o aumento do pH, ocorre a precipitação da cuprita.

Essas condições foram atingidas durante a silicificação onde tem-se decréscimo de temperatura e rebaixamento do pH, possibilitando a precipitação de sulfetos, como a calcopirita, formadas em temperaturas da ordem de 250°C (FRANK, 2018), no entanto, Hunger (2015) cita que o cobre tende a permanecer em solução em condições mais baixas de pH, o que possibilita inferir que a temperatura foi o fator preponderante.

Posteriormente, com o cobre preso na estrutura da calcopirita, iniciou-se, possivelmente, a formação da pirita, também associada com silicificação. Considerando-se um sistema fechado, uma redução de S no sistema, presença de ferro, uma maior oxidação do meio, acompanhados por um provável aumento na temperatura, houve a precipitação de hematita.

O minério magnetítico maciça e granular exibe uma relação textural com os anfibólios e epidotos, representada pela textura em “cárie”, que caracteriza processo de substituição desses minerais pela magnetita em estágio magmático. A presença de exsoluções de ilmenita também são indicativos de uma origem magmática para estas rochas. Essa relação evidencia presença fontes magmáticas e de alta temperatura enriquecidos em ferro como uma das fontes diretas da mineralização da área. Estes poderiam também ter atuado na formação das hematitas, onde os fluidos inicialmente magmáticos poderiam ter evoluído e sofrido mistura com outros fluidos, possivelmente baciais, que aumentariam seu estado de oxidação permitindo a precipitação desse mineral.

O minério quartzo-hematítico ocorre preferencialmente nas bordas da bacia de Carnaubinha e no embasamento, seus fluidos mineralizantes possivelmente utilizaram como condutos as falhas reativadas da bacia e fraturas no embasamento, originando a mineralização na forma de brechas tectono-hidrotermais, secundariamente este aparece associado aos conglomerados em diferentes ocorrências dentro da bacia, por onde percolaram possivelmente através de fraturas.

Depósitos IOCG e sua associação com as ocorrências de Cobre nas Bacias de Carnaubinha.

A epidotização na Bacia de Carnaubinha poderia ser associada a alteração cálcica, recorrente em depósitos do tipo IOCG, de acordo com Barton (2014) a alteração sódica-cálcica nesses sistemas consiste na entrada de Na e Ca substituindo K resultando na formação de novos silicatos e aluminosilicatos como o epidoto. Nas rochas aqui estudadas, a epidotização se dá de forma canalizada e tardia, o que pode explicar a

ausência de reações visíveis com os minerais da encaixante, e esta pode estar associada a injeção de fluidos cálcicos semelhante as descritas para os sistemas IOCG.

Da mesma forma, a alteração potássica aqui apresentada como K-feldspatização, pode ser correlacionada a alteração potássica distal, que ocorrem por grandes extensões nas zonas mais rasas dos depósitos IOCG, esse metassomatismo rico em potássio pode ser proveniente dos fluidos mineralizantes de alta temperatura necessários na mineralização dos IOCGs (Barton, 2014). Em algumas rochas da área como nos riolitos e ortognaisses, os feldspatos exibem coloração castanha e esta pode ser consequência de pequenas inclusões de hematita que resultam na alteração conhecida como “*red rock*”, comum em zonas relacionadas a mineralização desse tipo (WENNER; TAYLOR, 1987; WILLIAMS, 1994a *apud* Barton, 2014).

A cloritização e sericitização correspondem aos últimos estágios de alteração das rochas da bacia, e podem ocorrer associadas caracterizando uma possível alteração hidrolítica, esta pode ser definida, teoricamente, como a decomposição da H_2O em H^+ e OH^- , em alterações hidrotermais os íons H^+ ou OH^- são consumidos durante reações com minerais silicáticos, mudando, assim, a razão entre estes (PIRAJNO, 2009). Segundo Barton (2014), considerando a configuração dos depósitos de IOCG, essas alterações costumam se desenvolver em regiões rasas ou proximais, sendo menos significativas que as demais, formando assembleias minerais ácidas que, em casos desenvolvidos, convertem feldspatos em sericita e, mais raramente, em clorita, bem como minerais máficos em clorita e minerais de ferro, como a hematita e a pirita.

Dessa forma, as ocorrências da Bacia de Carnaubinha podem representar a zona periférica e em nível crustal raso de um sistema IOCG maior (Figura 4.3), isto é corroborado por características como mineralização de sulfetos em brechas e stockworks, onde as alterações mais abundantes depois da silicificação são a K-feldspatização e Hidrolítica (sericitização e cloritização), tal como o zoneamento das alterações hidrotermais prognósticas do sistema IOCG descritas por Haynes (2000) e Hitzman (1992 *apud* CARVALHO, 2009), onde as alterações mais abundantes na área de estudo são mais periféricas e as alterações cálcica e sódica se associam a zona mais profunda do sistema onde há intensa mineralização de magnetita. A alteração sódica é proximal e de grande importância, onipresente em todos os depósitos dessa classe. Esta, não foi observada nas rochas da bacia de Carnaubinha, o que corrobora com a ideia de que a área aqui estudada se encontra na porção mais distal de um sistema maior e mais profundo.

Existem diversos trabalhos acerca de ocorrências de Cu e Fe da Província Borborema interpretando-as como sistemas do tipo IOCG, inclusive nas bacias do estágio de transição, que exibem semelhanças com a área aqui estudada (MAAS, 2003; MACHADO, 2006; PARENTE *et al.*, 2011). Hitzman (2000) enumerou importantes características comuns aos depósitos do sistema IOCG, entre elas tem-se: (i) configuração tectônica de colapso orogênicos, magmatismo anorogênico ou extensão em zona de subducção relacionada a margem continental; (ii) associação temporal, mas não necessariamente espacial, com intrusões ígneas; (iii) controle estrutural relacionado a zonas de falha e/ou zonas de cisalhamento; (iv) morfologia em *sheets stratabounds* ou brechas stockworks; (v) mineralogia rica em óxidos de ferro em detrimento a sulfetos de ferro; (vi) intensa alteração hidrotermal na rocha hospedeira, de natureza cálcio-sódica, sódico-potássica, potássica e hidrolítica; entre outras.

Maas (2003) foi o primeiro autor a interpretar uma dessas ocorrência como tipo IOCG, ao estudar a assinatura geofísica das brechas cupro-hematíticas na região de Pio IX, Fronteiras e Campos Sales, em virtude de características como o magmatismo associado, regime tectônico, profundidade crustal e alterações hidrotermais. Machado (2006), de forma análoga, classifica as brechas hidrotermais mineralizadas das bacias de Cococi e São Julião como tipo IOCG relacionando o modelo com metassomatismo de ferro, magmatismo granítico peraluminoso, brechação hidrotermal e anomalias significativas de cobre nessas ocorrências.

Parente *et al.*, (2011) em sua caracterização geológica, tipológica e geoquímica isotópica das brechas hidrotermalizadas de ferro e cobre da Bacia do Jaibaras, descreve diversas particularidade dessa ocorrência que a classifica como parte dos sistemas IOCG, entre elas tem-se mineralização em brechas hidrotermais ricas em óxidos de Fe, domínio da fase óxido sobre a fase sulfetada, ambiente intracontinental fortemente oxidado, alterações hidrotermais e relação proximal e temporal com intrusões graníticas.

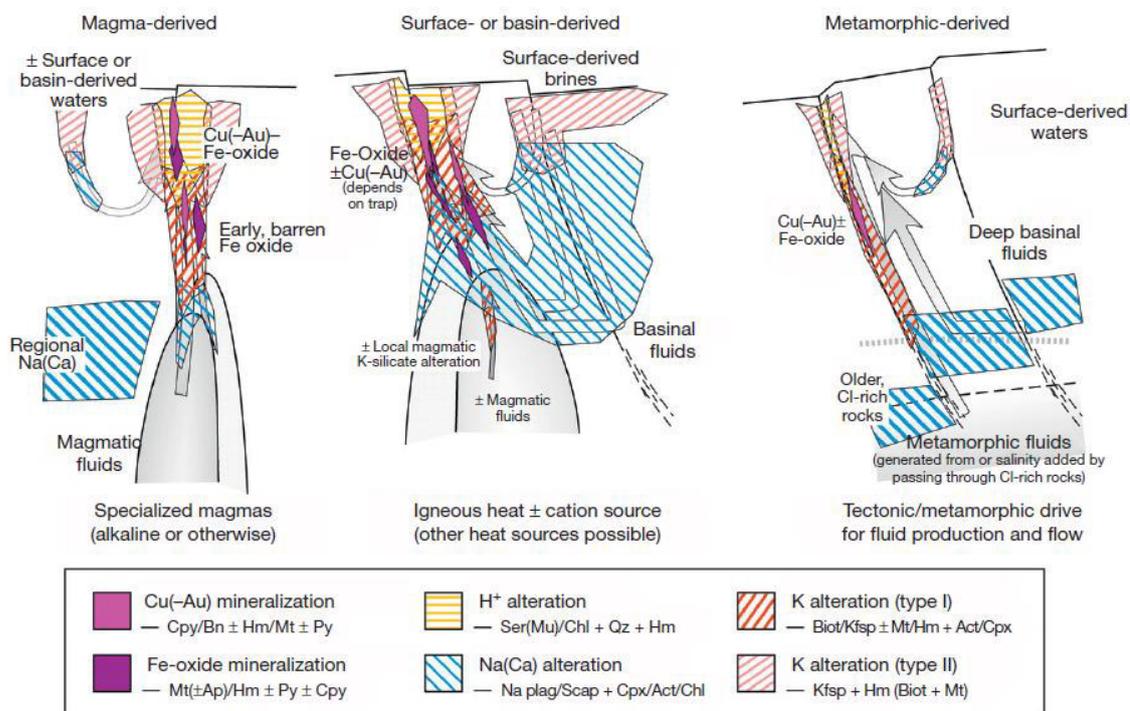
Dentre as características listadas para os depósitos mencionados acima, várias se aplicam as ocorrências da Bacia de Carnaubinha, tais como o ambiente tectônico de colapso orogênico relacionado ao movimento de zonas de cisalhamento dextrais regionais e o desenvolvimento de falhas normais que culminaram na abertura da bacia, morfologia da mineralização em corpos de brechas tectono-hidrotermais, intensa alteração hidrotermal associada à mineralização e atividade magmática.

Com relação a abundância de sulfetos de ferro em detrimento dos óxidos na ocorrência estudada, Hayes (2000) disserta acerca de depósitos de IOCG que subclassifica de “ depósitos de sulfetos de ferro-cobre-(ouro) ”, onde dois fatores seriam condicionantes na deposição de sulfetos em predileção aos óxidos: (i) o estado de oxidação das rochas que hospedam a mineralização e (ii) estado de oxidação de um dos fluidos hidrotermais que compõem o fluido mineralizante. Essas condições poderiam atuar juntas ou separadamente, resultando na intensa precipitação de sulfetos de ferro e cobre.

A associação com intrusões ígneas para esses depósitos embora muito comum, não é obrigatória, como descrito por Hayes (2000) para o depósito de Western Fold Belt - Mt Isa, Austrália, que corresponde o maior depósito de sulfetos de ferro-cobre (-ouro), onde intrusões graníticas coevas as mineralizações são ausentes. Em ambiente de rifte continental, o processo de *underplating* pode agir como fonte de calor que promove a circulação dos fluidos e a mineralização se forma em decorrência de mistura de fluidos meteóricos ou basinais, que podem ser oriundos da desidratação dos sedimentos, e pode haver ainda mistura com fluidos magmáticos exsolvidos (HITZMAN, 2000). Idealmente os fluidos hidrotermais IOCG são resultado de mistura de fluidos salinos, oxidantes e sulfetados. Embora não existam intrusões ígneas correlatas a mineralização na bacia de Carnaubinha, a presença no minério magnetítico possivelmente de origem magmática indica ação de fluidos de desta origem na mineralização.

Haynes (1993 e 1995 *apud* HAYES, 2000) concluiu que o principal componente do sistema hidrotermal do depósito de Olympic Dam, Austrália seriam fluidos salinos provenientes dos ambientes lagunares formados em uma configuração tectônica extensional, e que, embora o balanço de massa desses fluidos hidrotermais exija ainda uma mistura de fluidos de diferentes naturezas, este seria um componente de grande relevância na formação dessa classe de depósitos. Dessa forma, até agora, a ausência de formação de grandes depósitos IOCG nas bacias transicionais da Província Borborema, pode estar relacionada, em parte, a ausência de sedimentos evaporíticos nas mesmas.

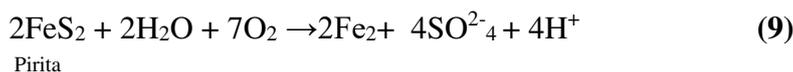
Figura 4.3 – Alternativas das origens hidrotermais e arquiteturas dos sistemas IOCG ilustrando possíveis fontes dos fluidos, caminhos e distribuição das alterações e mineralizações. (a) Fonte magmática implica em proximidade e composição distinta, com alteração Na(Ca) coincidente. (b) Fonte evaporítica implica em salmouras antigas ou coevas necessárias, mas indiferentes a fonte de calor e ascensão de pluma crustal. (c) Fonte metamórfica implica em fonte metaevaporítica de Cl com pluma regional.



Fonte: Barton (2014).

Intemperismo da mineralização e formação de minerais secundários

Segundo Fernandes (2012), a presença de óxidos e hidróxidos de ferro associado aos sulfetos podem indicar que estes últimos sofreram lixiviação, em um ambiente oxidante e de águas ácidas, ficando empobrecidos em Cu e ricos em Fe (Equações 7 a 10).



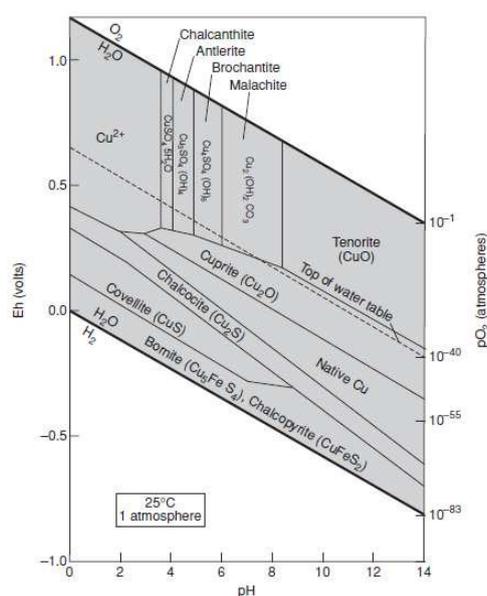
Fonte: Fernandes (2012)

Os carbonatos identificados na área de estudo são representados por malaquita e, em apenas um ponto, por azurita, estando relacionados com os conglomerados da bacia, onde sua formação pode ser explicada por lixiviação. Quando o cobre é lixiviado, ele

tende a adentrar em porções mais profundas, que, por sua vez, possuem condições divergentes das anteriores. Em geral, seja pela proximidade com o nível freático ou pela ação de soluções de caráter ácido, o ambiente vai se tornando mais redutor, precipitando, assim, minerais secundários (FERNANDES, 2012).

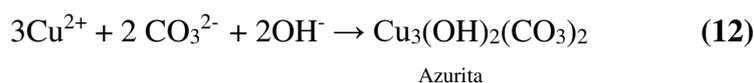
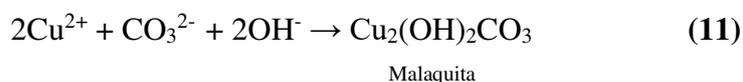
Baseando-se na Figura 4.3, é possível notar que a mineralização formada irá depender da sua posição com relação ao nível freático, se acima, por exemplo, o ambiente apresentará um caráter mais oxidante, onde a estabilidade dos minerais irá depender, principalmente, do pH, enquanto que abaixo deste, as condições são mais redutoras e o Eh mais baixo, favorecendo a formação de covelita, por exemplo.

Figura 4.4 - Diagrama Eh-Ph para a estabilidade dos minerais de cobre (25°C).



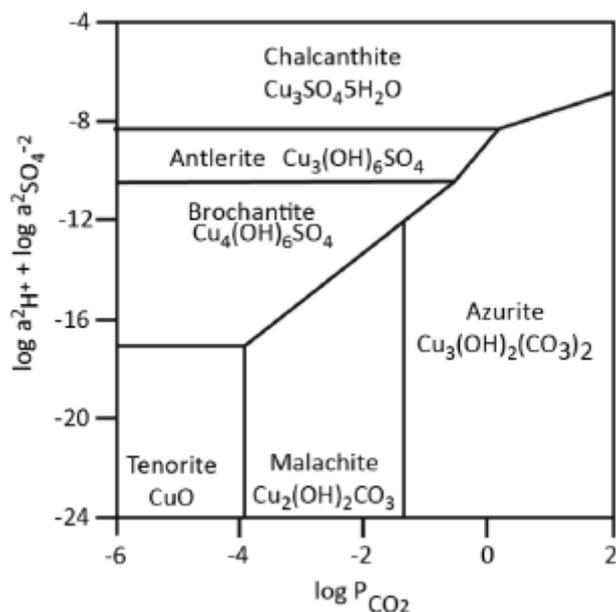
Fonte: Roob (2006).

A predominância de malaquita sobre azurita deve-se, possivelmente, a menor quantidade de cobre liberado no sistema, bem como a presença de fluidos com pressões de CO₂ baixas, fatores estes justificados pela Figura 4.3 e as equações 11 e 12.



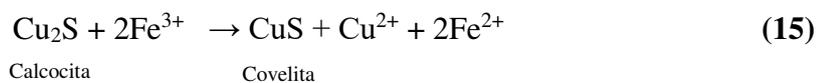
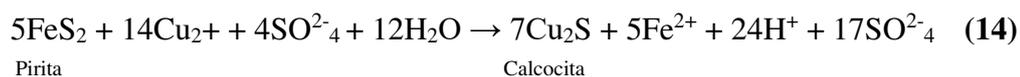
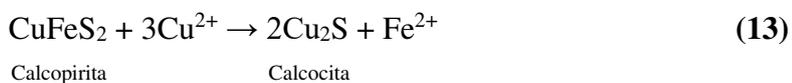
Fonte: Robb (2005) e Fernandes (2012).

Figura 4.5 - Diagrama dos campos de estabilidade dos minerais de cobre.



Fonte: Woods e Garreis (1986 *apud* FERNANDES, 2012).

Abaixo do nível freático, conforme observado na Figura 4.3, a tendência é a formação de diversas fases de CuS (Equações 13, 14 e 15), as quais podem se desenvolver em uma larga faixa de pH.



Fonte: Fernandes (2012).

5 CONCLUSÕES

- ✓ A partir do mapeamento realizado na escala de semi-detalle de 1:25.000 foi possível delimitar as unidades estratigráficas existentes na área de estudo, representadas pelo Complexo São Nicolau, Grupo Orós, Unidade Carnaubinha, bem como um corpo granitoide, de composição Monzogranítica, até então não descrito na literatura;
- ✓ A Bacia de Carnaubinha teve seus limites estabelecidos de forma detalhada, bem como definir as litologias presentes nestas e sua distribuição
- ✓ Foram definidos seis tipos de alterações hidrotermais: K-feldspatização, carbonatização, silicificação, epidotização, sericitização e cloritização, possibilitando caracteriza-las e estabelecer suas possíveis relações, assim como limitar zonas de silicificação, alteração de maior abundancia na área mapeada;
- ✓ As ocorrências de cobre e ferro foram caracterizadas, permitindo sua correlação com as zonas silicificadas, sendo associada aos conglomerados da Bacia de Carnaubinha, metariolitos do Grupo Orós e aos ortognaisses do Complexo São Nicolau. Soma-se a este, a interpretação das possíveis condições de formação tais mineralizações.
- ✓ Por fim, foi possível estabelecer uma associação entre as ocorrências de cobre e ferro na Bacia de Carnaubinha e os depósitos do tipo IOCG, a partir das características aqui descritas, como: ambiente tectônico, controle estrutural, tipologia do minério e, principalmente, as alterações hidrotermais associadas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGUIAR, R. N.; GOMES, J. R. C. Diagnóstico do município de Pio IX. **Projeto cadastro de fontes de abastecimento por água subterrânea**. Fortaleza: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2004.
- ALMEIDA, F.F.M. de *et al.* Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth-science Reviews**, Amsterdam, v. 17, n 1-2, p.1-29, 1981.
- ALMEIDA, FFM de *et al.* Províncias estruturais brasileiras. **Simpósio de Geologia do Nordeste**, v. 8, n. 1977, p. 363-391, 1977.
- AMARAL, W. S. **Integração de Dados Aerogeofísicos e Geológicos e sua contribuição a Evolução Geodinâmica do Domínio Ceará Central, Província Borborema**. 2007. 165 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências. Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2007.
- ARAÚJO, C. E. G. *et al.* Geochemistry and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon ages of granitoids from the southern portion of the Tamboril - Santa Quitéria granitic - migmatitic complex, Ceará Central Domain, Borborema Province (NE Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**.v.33, p.21-33, 2012.
- ARAÚJO, J. B. S.; LISBOA, L. H. D.; **Mapeamento geológico da porção SW do município de Pio IX, Piauí e caracterização das ocorrências de cobre na Bacia Molássica de Carnaubinha**. 2010. 150 f. Monografia (Graduação em Geologia) – Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2010.
- ARTHAUD, M. H. **Evolução Neoproterozóica do Grupo Ceará (Domínio Ceará Central, NE Brasil), da sedimentação à colisão continental brasileira**. 2007. 170f. PhD. Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 2007.
- BARTON, M. D. **Iron Oxide(-Cu-Au-REE-P-Ag-U-Co) Systems**. University of Arizona, Tucson, USA. Elsevier Ltd., 2014.
- BERNI, G.V. *et al.* 2019 (no prelo). The Metallogeny of Iron, copper and gold in the Borborema Province. In: **Abstracts 11th Inter-Guiana Conference focusing on the Tectonics & Resource Potential of NE South America**, Paramaribo, Suriname.
- BRITO NEVES, B. B. **Regionalização Geotectônica do Pré-Cambriano Nordestino**. 1975. 198 p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 1975.
- BRITO NEVES, B. B. *et al.* Contribuição à Geologia e à Geocronologia do Terreno Rio Capibaribe (TRC, Província Borborema). **Revista do Instituto de Geociências – USP**, v.13, n. 2, p. 97-122, 2013.
- BRITO NEVES, B. B. *et al.* Tectonic history of the Borborema Province, northeastern Brazil. **Tectonic Evolution of South America**, v. 1, p. 151-182, 2000.

- BRITO NEVES, B. B. The Cambro-Ordovician of the Borborema Province. **Boletim IG - Série Científica** 29, p. 175-193, 1998.
- BRITO NEVES, B. B.; SCHMUS, W. R. V.; FETTER, A. H. Noroeste da África – Nordeste do Brasil (Província Borborema) Ensaio comparativo e problemas de correlação. **Revista do Instituto de Geociências – USP**, v.1, p.59-78, 2001.
- CARNEIRO, C. D. R.; COSTA, F. G. D. Estruturas atectônicas da Bacia do Paraná em Campinas (SP): deformação sin-sedimentar no Subgrupo Itararé. **TERRÆ DIDÁTICA** 2(1): p. 34-53, 2006.
- CEPRO - Fundação Centro de Pesquisas Econômicas e Sociais do Piauí. **Diagnóstico Socioeconômico Pio IX**, Piauí. 2013.
- CPRM – SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Projeto Aerogeofísico Centro Sudoeste do Ceará**. 2010.
- DEER W. A., HOWIE R. A., ZUSSMAN J. **Minerais constituintes das rochas – Uma introdução**, 2ª ed. Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa, 727, p. 2000.
- DELGADO, I. M. *et al.* Geotectônica do Escudo Atlântico. In: BIZZI, L. A. *et al.* **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Textos, Mapas & SIG**. Brasília: CPRM, 2003. p. 227-334.
- FERNANDES, G. P. **Mineralizações de Cobre da Mina de Miguel Vacas: Caracterização Petrográfica e Geoquímica**. 2012. 345 f. Dissertação (Mestrado) – Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa. 2012.
- FETTER, A. H. *et al.* U-Pb and Sm-Nd Geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE, Brazil: Implications for the existence of the paleoproterozoic supercontinent “Atlantica”. **Revista Brasileira de Geociências**. V. 30. n. 1. p. 102-106. 2000.
- FLECK, A. **Caracterização das rochas hospedeiras e da mineralização sulfetada do Alvo Estrela (Cu-Au), Serra dos Carajás, Pará**. 2005. 127 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade do Vale do Rio dos Sinos. 2005.
- FRANK, H. **Macroscopia e Microscopia de Minerais de Minério**. 2018. Disponível em: < <http://www.ufrgs.br/museumin/YouTube.pdf>>. Acesso em: 2 dez. 2018.
- GÓES A.M.O.; FEIJÓ F.J. Bacia do Parnaíba. Rio de Janeiro, **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v 8(1), p. 57-68, 1994.
- GOMES, J. R. C.; VASCONCELOS, A. M. **Jaguaribe SW: folha SB.24-Y: estados do Ceará, Pernambuco e do Piauí**. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. Rio de Janeiro, CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2000.
- JESSEN, M. L.; BATEMAN, A. **Economic Mineral Deposits** – revised printing. 3ª ed. John Wiley & Sons, Canadá, p. 604, 1981.

HAYNES, D. W. Iron Oxide Copper (-Gold) Deposits: Their Position in the Ore Deposit Spectrum and Modes of Origin. In: **Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective**, v. 1, p. 71-90, 2000.

HITZMAN, M. W. Iron oxide-Cu-Au deposits: What, where, when, and why. In: **Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective**, v. 1, p. 9-25, 2000.

HUHN, S. R. B. et al. Caracterização geológica do prospecto de Óxido de Ferro-Cobre-Ouro (IOCG), Aurora, Ceará, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 41, n. 3, p. 523-538. 2011.

HUNGER, R. B. **O Depósito de Cu-Au Santa Lúcia, Província Carajás (PA): Caracterização Geológica e Evolução do Sistema Hidrotermal**. 2015. 53 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) – Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2015.

HUNT, J. P. **Geological Characteristics of Iron Oxide-Copper-Gold (IOGC) type mineralization in the Western Bushveld Complex**. 2005. 267 f. Dissertação (Mestrado) – University of the Witwatersrand. 2005.

JACOMINE, P. K. T. **Levantamento exploratório-reconhecimento de solos do Estado do Piauí**. EMBRAPA-SNLCS. Boletim de Pesquisa, 36; SUDENE- DRN. Série Recursos de Solos, 18, p. 782, 1986.

MAAS, M. V. R. **Integração de dados de geofísica aérea e geologia aplicada a exploração mineral no setor sudoeste do cinturão cuprífero Orós-Jaguaribe – Província Borborema**. 2003. 77 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2003.

MABESSONE, J. M. História Geológica da Província Borborema (NE Brasil). **Revista de Geologia da UFC**, v.15, p. 119-129. 2002.

MACHADO, M. A. **Caracterização descritiva e genética de ocorrências cupro-hematíticas no setor sudoeste do Sistema Orós-Jaguaribe Província Borborema**. 2006. 118 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2006.

MEDEIROS V.C. **Evolução Geodinâmica e Condicionamento Estrutural dos Terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil**. 2004. Tese de Doutorado, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 200 p. 2004.

MENDONÇA, J. C. G. S.; BRAGA, A. P. G. As faixas vulcano-sedimentares de Orós e Jaguaribe: um greenstone belt?. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 17, n. 3, p. 225-241, 1987.

NASCIMENTO, M. A. L. **Petrologia do magmatismo Tardi-Brasiliano no Maciço São José de Campestre (RN/PB), com ênfase no Plúton Alcalino Caxexa**. 2000. 129

f. Centro de Ciências Exatas e da Terra – Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal. 2000.

OLIVEIRA, D. C. Reavaliação da Evolução Tectono-magmática do Graben de Jaibara (nordeste do Brasil). **Acta Geológica Hispânica**. v. 36, n. 1-2, p. 53-95. 2001.

OLIVEIRA, R. G. de. **Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo cenozóico da Província Borborema e de sua margem continental (Nordeste do Brasil)**. 2008. 415 f. Tese (Doutorado) - Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2008.

OSAKO, L. S. et al. Contribuição de uma seção gravimétrica transversal ao estudo da estruturação litosférica na porção setentrional da Província Borborema, NE do Brasil. **Revista Brasileira de Geofísica**. v. 29, n. 2, p. 309-329. 2011.

PARENTE, C. V. *et al.* Contexto geológico, tipológico e geoquímico isotópico das brechas hidrotermalizadas de ferro e cobre tipo IOCG associadas à bacia Eopaleozóica Jaibaras, da Província Borborema, Brasil. In : **Contribuições da Metalogenia do Brasil**. FRANTS, J.C., MARQUES, J.C. HARDY, J. v. 1, p. 175-197, 2011.

PARENTE, C. V. ; ARTHAUD, M. H. O. Geologia e tipologia do minério da ocorrência de Cu-Fe associada à Sequência Metavulcano-Sedimentar Cachoeirinha, região de Aurora-CE. **Revista de Geologia da UFC**, v. 17, n. 2. P. 157-172. 2004.

PARENTE, C. V. ; SILVA FILHO, W. F. ; ALMEIDA, A. R. Bacias do estágio de transição do domínio setentrional da Província Borborema. In: MANTESSO NETO V. *et al.* (Ed.). **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. Editora Beca, São Paulo, 525-536, 2004.

PARENTE, C. V.; ARTHAUD, M. H. O Sistema Orós-Jaguaribe no Ceará, NE do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 4, p. 297-306, 1995.

PEDROSA JUNIOR, N. **Interpretação e Modelagem de Dados Geofísicos no Estudo da Evolução Geotectônica do Rifte de Jaibaras – NE do Brasil**. 2015. 187 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2015.

PETTIJOHN, F. J. ; POTTER, P. E. **Atlas and glossary of primary sedimentary structures**. Springer Verlag, p. 370, 1964.

PINÉO, T. R. G. Geologia e recursos minerais da **folha Banabuiú: SB.24-X-C-I**. Fortaleza: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2017.

PIRAJNO F. **Hydrothermal Processes and Mineral Systems**. Springer, Australia, p. 1250. 2009.

PIRES, A. C. B. Identificação geofísica das áreas de alteração hidrotermal, Crixás-Guarinos, Goiás. **Revista Brasileira de Geociências**, 25^a ed, p 61-68, 1995.

Robb L. **Introduction to ore-forming processes**. Blackwel Publishing, Australia, p. 373. 2006.

ROCHA, A. P. B., DANTAS, E.M., MORAIS, I. R. D., OLIVEIRA, M. S. **Geografia do Nordeste**. 2ª ed. Natal: EDUFRN, p. 332, 2010.

RONG, J., WANG, F. **Metasomatic Textures in Granites, Evidence from Petrographic Observations**. Springer, China, p. 144. 2016.

SAMPAIO, M. A. F. **Petrologia, Geoquímica e Evolução Crustal do Complexo Granítico Esperança, Terreno Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, Província Borborema, Brasileiro**. 2005. 258 f. Tese (Doutorado) – Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2005.

SANTOS FILHO, F. F. B., MAGINI, C., CASTELO BRANCO, R. M. G. Interpretação das Assinaturas Geofísicas Relacionadas a Estrutura da Bacia de Cococi e Mineralizações de Barita – SW do CE. **Revista de Geologia da UFC**, v. 28, n.2, p. 79-100. 2015.

SANTOS, T. J. S. et al. Structural and geochronological studies of the Médio Coreaú Domain, NE Brazil: Constraints on Brasiliano/Pan-African tectonic evolution in the NW part of the Borborema Province. **Journal of the Virtual Explorer**, v.17, n. 9, p. 9. 2004.

SILVA, A. J. P. et al. Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores. In: In: BIZZI, L. A. et al. **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Textos, Mapas & SIG**. Brasília: CPRM, 2003. p. 55-85.

STABILE JUNIOR, A. **Tipo e distribuição da alteração hidrotermal no depósito aurífero Pé Quente, setor leste da Província Aurífera de Alta Floresta (MT)**. 2012. 48 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) – Instituto de Geociência, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2012.

TEIXEIRA, A. L. Bacias do Estágio da Transição da Plataforma Sul-Americana. In: MANTESSO NETO V. *et al.* (Ed.). **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. Editora Beca, São Paulo, 487-537, 2004.

TWISS, R.J. ; MOORES E.M. **Structural Geology**, W.H. FREEMAN & COMPANY 2ª ed., p. 532, 1992.

UHLEIN, A. et al. Estratigrafia e tectônica das Faixas Neoproterozoicas da porção norte do Craton do São Francisco. **Geonomos**. v. 19. n.2, p. 8-31. 2011.

VASCONCELOS, A. M.; GOMES, F. E. M. Iguatu: **folha SB.24-Y-B: estado do Ceará**. Projeto de Mapeamento Geológico/Metalogenético; Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB. Brasília, CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 1998.

VAZ, P. T. et al. Bacia do Parnaíba. Rio de Janeiro, **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 15, n.1, p. 253-263, 2007.

VERÍSSIMO, C. U. V. *et al.* **Carta geológica da folha Pio IX: SB. 24-YA-VI**. 2014.

Veríssimo, C. U. V. et al. **The Itataia phosphate-uranium deposit (Ceará, Brazil) new petrographic, geochemistry and isotope studies.** *Journal of South American Earth Sciences*, v. 70, p. 115–144. doi:10.1016/j.jsames.2016.05.002. 2016.

WILLIAMS, P. J. et al. Iron oxide copper-gold deposits: Geology, space-time distribution, and possible modes of origin. **Economic Geology**, p. 371-405, 2005.

APÊNDICE A – MAPA GEOLÓGICO

APÊNDICE A - MAPA GEOLÓGICO MAPEAMENTO GEOLÓGICO E PETROGRAFIA DAS OCORRÊNCIAS DE COBRE DA BACIA DE CARNAUBINHA, PIO IX - PI.

UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

IDADE INCERTA

Granitoide: Apresenta composição monzogranítica, contendo biotita e hematita subordinadas, com granulometria grossa.

PALEOZOICO

GRUPO SERRA GRANDE

Ssgj Formação Jaicós: Arenitos creme a esbranquiçados, ricos em clastos dispersos, pouco estratificados.

UNIDADE CARNAUBINHA

+ Rochas metavulcânicas que afloram na forma de diques, apresentando composição ácida e coloração variando, em geral, de branca a cinza.

εOuca Conglomerados polimíticos variando entre matriz e clasto suportado. Presença de arenitos (εOucaa), os quais podem aparecer intercalados com folhelhos cinzas (εOucaf).

PALEOPROTEROZOICO

GRUPO ORÓS-JAGUARIBE

PP4os Formação Santarém: Metariolitos, em geral, avermelhados e deformados. Localmente ocorrem Biotita-xistos (PP4osx).

PP4oqx Formação Quixaba: Mármore com coloração branca a acizentada, possivelmente variando em calcíticos e dolomíticos.

COMPLEXO SÃO NICOLAU

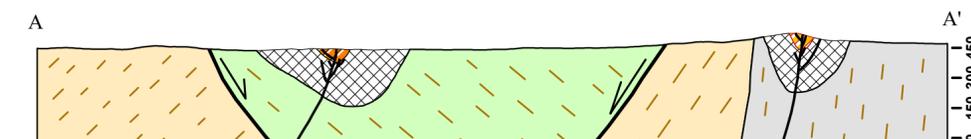
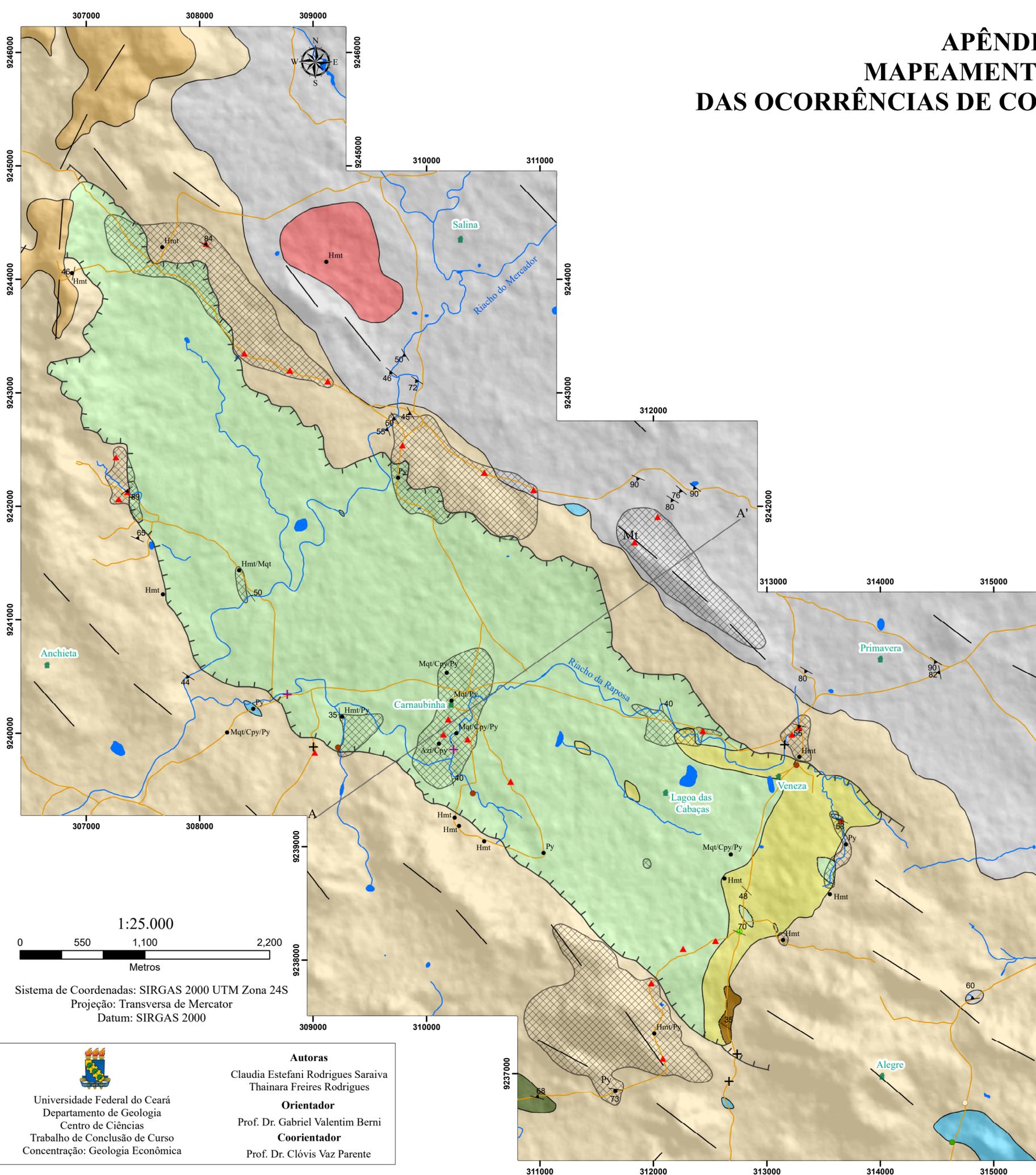
PPsnip Unidade Pio IX: Ortognaisses cinzas, por vezes migmatizados, apresentando em certas porções restitos de anfibolitos. Em geral, encontra-se cortado por veios de sílica.

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

- Acamamento
- Foliação
- Lineamentos
- Falha normal aproximada
- Fratura
- Corpos D'água
- Drenagem
- Estradas Vicinais
- Localidades

OUTROS SÍMBOLOS

- Zonas Silicificadas
- Zonas mineralizadas (perfil)
- Brechas
- Ocorrências minerais
- Litologias Secundárias**
- Folhelho
- Metasiltito
- Metavulcânica
- Siltito





Universidade Federal do Ceará
Departamento de Geologia
Centro de Ciências
Trabalho de Conclusão de Curso
Concentração: Geologia Econômica

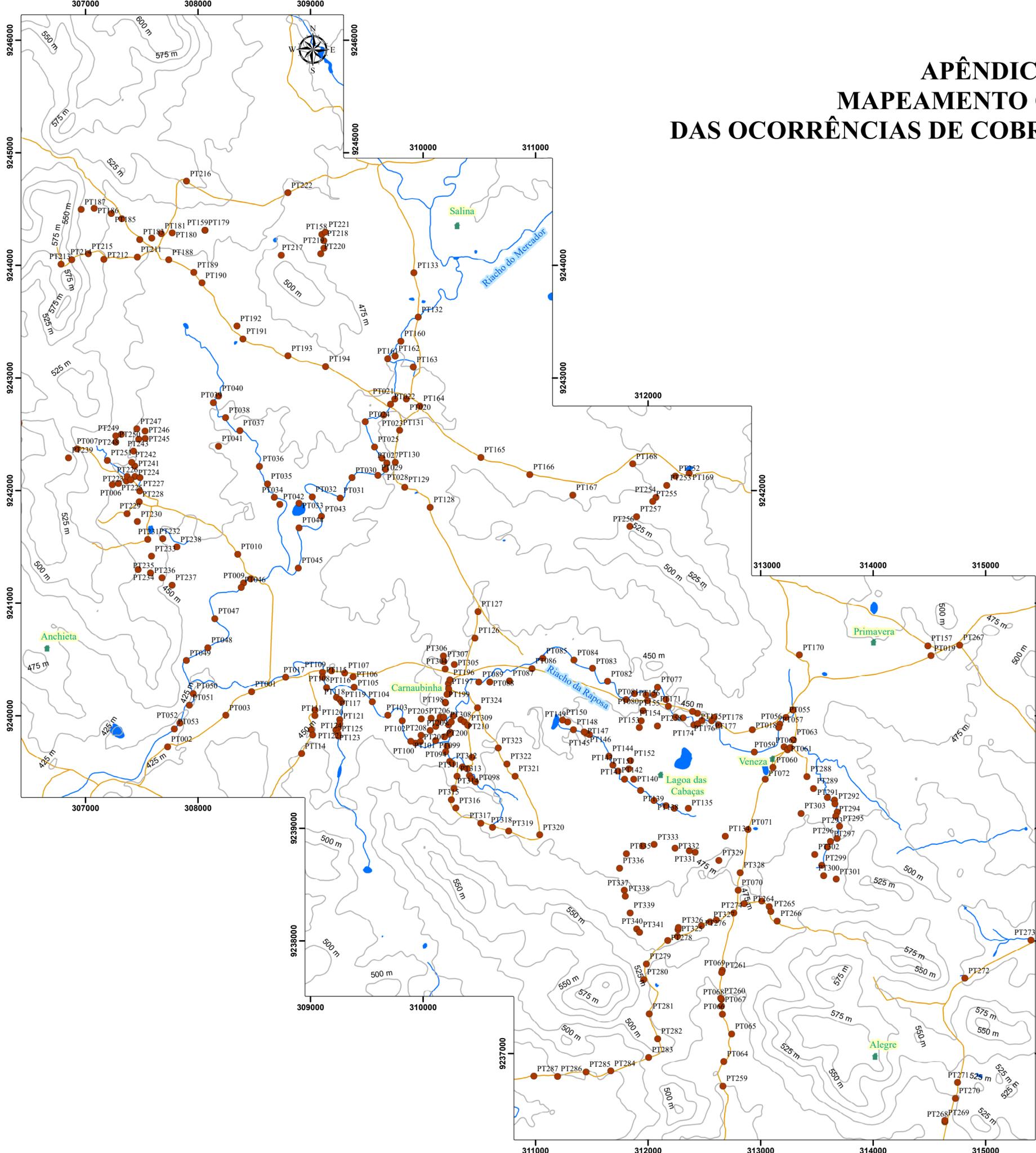
Autoras
Claudia Estefani Rodrigues Saraiva
Thainara Freires Rodrigues

Orientador
Prof. Dr. Gabriel Valentim Berni

Coorientador
Prof. Dr. Clóvis Vaz Parente

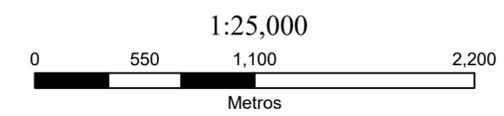
APÊNDICE B – MAPA DE PONTOS

APÊNDICE B - MAPA DE PONTOS MAPEAMENTO GEOLÓGICO E PETROGRAFIA DAS OCORRÊNCIAS DE COBRE DA BACIA DE CARNAUBINHA, PIO IX - PI.



LEGENDA

- | | |
|---|---|
| <ul style="list-style-type: none"> Área ● Pontos de campo Topografia Curvas de nível - 25m Estrutural Lineamentos | Outros Símbolos <ul style="list-style-type: none"> ❧ Corpos D'água ~ Drenagem ~ Estradas Vicinais ■ Localidades |
|---|---|



Sistema de Coordenadas: SIRGAS 2000 UTM Zona 24S
Projeção: Transversa de Mercator
Datum: SIRGAS 2000

<p style="text-align: center;">Universidade Federal do Ceará Departamento de Geologia Centro de Ciências Trabalho de Conclusão de Curso Concentração: Geologia Econômica</p>	<p>Autoras Claudia Estefani Rodrigues Saraiva Thainara Freires Rodrigues</p> <p>Orientador Prof. Dr. Gabriel Valentim Berni</p> <p>Coorientador Prof. Dr. Clóvis Vaz Parente</p>
--	---