



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

**PHALOMA MARQUES REIS
RAMON DE OLIVEIRA LINO**

**ESTUDO E CARACTERIZAÇÃO TIPOLÓGICA DO MINÉRIO DE FERRO
SITUADO A SUDOESTE DO ARCO MAGMÁTICO DE SANTA QUITÉRIA NOS
MUNICÍPIOS DE ARARENDÁ E IPAPORANGA/CE**

FORTALEZA

2015

PHALOMA MARQUES REIS
RAMON DE OLIVEIRA LINO

ESTUDO E CARACTERIZAÇÃO TIPOLÓGICA DO MINÉRIO DE FERRO SITUADO A
SUDOESTE DO ARCO MAGMÁTICO DE SANTA QUITÉRIA NOS MUNICÍPIOS DE
ARARENDÁ E IPAPORANGA/CE

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. Clóvis Vaz Parente
Coorientador: Prof. Dr. César Ulisses Vieira
Veríssimo

FORTALEZA

2015

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Universidade Federal do Ceará
Biblioteca Universitária

Gerada automaticamente pelo módulo Catalog, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

Reis, Phaloma Marques.

R312e Estudo e caracterização tipológica do minério de ferro situado a Sudoeste do Arco Magmático de Santa Quitéria nos municípios de Ararendá e Ipaporanga/Ce / Phaloma Marques Reis, Ramon de Oliveira Lino. – 2015.

171 f. : il. color.

Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências, Curso de Geologia, Fortaleza, 2015.

Orientação: Prof. Dr. Clóvis Vaz Parente.

Coorientação: Prof. Dr. César Ulisses Vieira Veríssimo.

1. Santa Quitéria (CE) - Arco Magmático. 2. Depósitos de Fe-Cu-P. 3. Unidade Metavulcânica Estreito.
4. Geologia. I. Lino, Ramon de Oliveira. II. Título.

CDD 551

PHALOMA MARQUES REIS
RAMON DE OLIVEIRA LINO

ESTUDO E CARACTERIZAÇÃO TIPOLÓGICA DO MINÉRIO DE FERRO SITUADO A
SUDOESTE DO ARCO MAGMÁTICO DE SANTA QUITÉRIA NOS MUNICÍPIOS DE
ARARENDÁ E IPAPORANGA/CE

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.

Aprovado em ____/____/____

BANCA EXAMINADORA

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

Prof. Dr. Sebastián González Chiozza
Universidade Federal do Ceará (UFC)

Dra. Iramaia Furtado Braga
Serviço Geológico do Brasil - CPRM

Aos nossos pais, família e amigos

AGRADECIMENTOS

Os primeiros agradecimentos, não poderiam deixar de ser aos nossos pais, por todo o amor é apoio, que nem sempre fizemos por merecer, mas mesmo assim sempre tivemos.

Ao nosso orientador Prof. Dr. Clovis Vaz Parente por ter nos aceitado como orientandos, que mesmo não tendo tempo, nos aceitou, e provavelmente deve ter se arrependido no meio do caminho, mas continuou e nos proporcionou esta oportunidade de completar mais uma etapa na nossa vida. Nas muitas vezes que estávamos desestimulados, foram os seus “puxões de orelha” que nos fizeram voltar aos trilhos. Muito obrigado por toda a atenção, paciência e dedicação do seu tempo para nos orientar neste trabalho. Muito obrigado pela excelente orientação!

Ao nosso coorientador Prof. Dr. César Ulisses Vieira Veríssimo, pela orientação e ensinamento durante a elaboração desse trabalho.

À Universidade Federal do Ceará, juntamente com os membros e corpo docente do Departamento de Geologia pela oportunidade de fazer o curso, juntamente com formação dos conhecimentos tanto em sala de aula como fora dela.

Ao CNPQ, pelo apoio financeiro com a manutenção da bolsa de auxílio.

À ACME *Labs*, laboratório de Laminação da USP, laboratório do MEV, laboratório de laminação da UFC, por ter nos proporcionado os resultados das pesquisas e confecções das lâminas delgadas e seções polidas.

À CMN Central Mineral do Nordeste e AD Lion pelo apoio durante as viagens de campo.

Aos nossos amigos adquiridos durante o curso, pelos momentos de diversão em sala de aula e principalmente em viagens de campo.

Eu, Phaloma, agradeço as minhas amigas do clube da luluzinha Laura, Ana Clara, Raphaelle, Débora Nogueira, Ana Olívia, Jamille, Amanda Batista, Isabelli, pela amizade que espero levar pelo resto da vida. Como também aos meus coleguinhas Weber, Almir, Felipe, Xikin, Regilásio, João Paulo pelos momentos divertidos em campo e pelas longas esperas na fila do Órbita para poder entrar de graça, e por último, mas não menos importante, ao Ramon de Oliveira, parceiro de relatório, por ter me aguentado, não só os campos do mapeamento, mas pelos cinco anos de graduação, ouvia as minhas “playlists” durante o campo sem reclamar, porque nada melhor que uma música pop pra animar depois de 15 km de caminhada. Muito obrigada!! Tenho certeza que sem você esse relatório não teria saído!

Eu, Ramon, agradeço primeiramente aos amigos de trabalho: Papoulas (João Paulo) pelas boas conversas geológicas, ‘mulecagis’ e boas viagens de campo; Lazin da mamãe (Regilásio) que apesar dos “forró sem graça” que fui forçado a escutar nas aulas de campo, sempre tive o prazer de ter boas conversas; ao Mamiludo (Weber Pongitor) pelas frescuras que tive de aturar durante esses anos e pelos seus “porres” que tive o prazer de presenciar; a Jamille Freitas, umas das poucas que me respeita e me da forças pra continuar trabalhando. E claro, não poderia deixar de citar, minha “broda”, parceira e amiga Phaloma. Inteligente, prestativa e corajosa (por ter feito esse trabalho comigo), talvez tenha sido a mais paciente depois do professor Clovis. Melhor parceira de campo! Boas conversas, boas risadas. So tem um defeito: não torcer pro Fortaleza. Enfim, foi muito gratificante trabalhar com você, e prometo quando tiver um emprego, comprarei seu canivete que perdi em campo. E claro, tenho que deixar aqui meus agradecimentos aos meus amigos que me acompanharam durante essa longa caminhada geológica: Aerson, parceiro fulerage, fresco, que “cresceu” comigo nessa jornada geológica, com muita P@#%&a, muitas conversas e muito punk rock: um cara que ama geologia como eu, e que sempre posso contar para ter boas conversas geológicas. A Almir Santiago, sem comentários... Me ensinou que a “vergonha é o cárcere da alma”, e que o homem encontra a maturidade quando reconhece a seriedade em suas brincadeiras de criança. Ao grande mestre cuca Xikin, ninguem melhor para me dar os conselhos que precisei durante esses anos. A Flora, minha “broda” que sei que posso contar para muita coisa, e gosta de mim. A Celina e Iana, duas moças que tive o maior prazer de conhecer, que me apoiaram e me “zuaram” durante todo o curso. A Douglas e Felipe, os parceiros de turma no qual me espelhei e me inspirei tanto desde que os conheci. Dois irmãos “azilados” por geologia que nunca negaram ajuda e sem eles meu trabalho não seria o mesmo. E aos “sobreviventes” da minha turma: Mayara, Débora Mossoró, Carlos, Maria Clara, dedico este trabalho a vocês. Fica minha gratidão também aos nossos vizinhos de laboratório: ao Mestre Biólogo quase Geólogo, Saulo Verde (Zé Ramalho anos 70), e ao “Trapalhão” “Didi” (Irineudo), por “abrirem minha mente” e mostrarem que geologia torna se mais interessante quando integrada a outras ciencias. A Diretoria e aos membros do PARTIDO: TutakAlan (Alan Bernadino), Diego Farias, P.A (Pedro Angelo), Foguin (Marcos Paulo), Mateus, Neto, Sabirila (Marcus Venicius). Geólogos e futuros geólogos “fuleiros”, “zueros” e arretados que não me respeitam mas dedico o trabalho também a vocês. Ao Joel que sempre se preocupou em ajudar e coletar boas amostras para mim; e a Herdivania e Dilano por me ensinarem a moer amostra e “catar” zircão.



RESUMO

O mapeamento geológico realizado em escala 1:20.000, em uma área de 66km², a sudoeste do Arco Magmático de Santa Quitéria, entre os Municípios de Ararendá e Ipaporanga/CE, permitiu caracterizar seis unidades litoestratigráficas, das quais três são do Pré-cambriano e as demais fanerozóicas, assim distribuídas da base para o topo: Complexo Ceará, Unidade Metavulcânica Estreito, Complexo Tamboril Santa Quitéria, Grupo Serra Grande, Magmatismo Ceará-Mirim e coberturas Cenozóicas. O Complexo Ceará é representado por rochas supracrustais dominadas por rochas calcissilicáticas e gnaisses pelíticos, deformadas e metamorfisadas em fácies anfibolito médio a alto. O Complexo Tamboril Santa Quitéria é caracterizado por um conjunto de rochas graníticp-migmatíticas, em que se destacam as fases anatéticas (diatexitos e leucogranitoides) de composição granodiorítica a monzogranítica associadas à biotita-gnaisses migmatizados (metatexitos). A Unidade Metavulcânica Estreito é composta especialmente por rochas metavulcânicas bimodais, representadas por metabasaltos-andesíticos e metarriolitos, que se constituem nas principais rochas hospedeiras das ocorrências de Fe-Cu-P da região. É importante registrar que se trata de uma nova unidade litoestratigráfica dentro do domínio pré-cambriano do Ceará Central, que foi identificada por ocasião da realização deste trabalho. E embora não se tenha ainda dados geocronológicos e geoquímicos precisos sobre essas associações, seus aspectos tectono-metamórficos, presença de magmatismo bimodal, característico de ambiente extensional, e sua proximidade com o Arco Magmático de Santa Quitéria, permite supor que se desenvolveu dentro do contexto do arco, provavelmente em bacia *back arc*. Essas rochas metavulcânicas exibem padrões de fraturamento bem marcados como também estruturas do tipo stockwork e brechas magmáticas. O Grupo Serra Grande, aqui representado pela Formação Tianguá é composto predominantemente por arenitos e conglomerados com texturas e estruturas diversas, que repousam em discordância erosiva sobre as unidades pré-cambrianas da região, tendo provavelmente um papel importante na preservação das mineralizações sulfetadas. O Magmatismo Ceará-Mirim representado por diques básicos apresentando direção preferencial NE/SW, estando bem dispersos por toda a área. As Coberturas Cenozóicas apresentam-se por toda a área de estudo, e estão representadas predominantemente por blocos de arenitos do Grupo Serra Grande. Em termos de recursos minerais, os principais produtos foram as ocorrências de Fe-Cu-P que estão associadas à Unidade Metavulcânica Estreito. Apresentam dois tipos de mineralizações: i) minério magnético *stratabound* com fosfato; e ii) minério

hematítico com relictos de magnetita. A origem dessas ocorrências é ainda objeto de discussão, mas considerando as diferentes tipologias, pode-se dizer que existe mais de um mecanismo de formação para esses distintos minérios ou uma complexa história de mineralizações, que são comuns em sistema mineralizador do tipo IOCG ou mais precisamente do tipo Kiruna.

Palavras-chave: Arco Magmático de Santa Quitéria, Depósitos de Fe-Cu-P, Unidade Metavulcânica Estreito, tipo Kiruna.

ABSTRACT

The geological mapping made in scale 1: 20,000, in an area southwest of the Santa Quitéria Magmatic Arc between the cities of Ararendá and Ipaporanga/CE, allowed to characterize six lithostratigraphic units, three of which are Precambrian and the others Phanerozoic, distributed the bottom to the top:: Ceará Complex, Metavolcanic Estreito Unit, Tamboril Santa Quitéria Complex, Serra Grande Group, Ceará Mirim Magmatism and Cenozoic covers. The Ceará Complex is represented by supracrustal rocks dominated by pelitic gneisses and calc-silicate rocks, deformed and metamorphosed in amphibolite facies average to high. The Tamboril Santa Quitéria Complex is characterized by a set of granite-migmatitic rocks, on which stand the anatetics phases (diatects and leucogranitoids) of granodiorite to monzogranitic composition associated with biotite-gneisses migmatized (metatects). The Metavolcanic Estreito Unit is composed specially by bimodal metavolcanic rocks, represented by metabasalt-andesitics and metarhyolites, which constitute the main host rocks of the occurrences of Fe-Cu-P in the region. It is important to emphasize that this is a new lithostratigraphic unit within the Precambrian dominion of Central Ceará, which was identified during this study and although there is still no precise geochronological and geochemical data on these associations, their tectonic-metamorphic aspects, presence of bimodal magmatism, characteristic of extensional environment and its proximity to the Magmatic Arc of Santa Quiteria, suggest that was developed in the context of the Arc, probably in a back arc basin. These metavolcanic rocks exhibit fracture patterns well marked and also stockwork structures and magmatic breccias type. The Serra Grande Group, here represented by the Tianguá Formation is predominantly composed of sandstones and conglomerates with diverse textures and structures that lie in erosive disagreement about the Precambrian Units in the region, probably having a major role in the preservation of sulfide mineralization, on the occasion of their formation. Ceará Mirim Magmatism is represented by basic dykes presenting preferred direction NE / SW and is well dispersed throughout the area. The Cenozoic covers are presented throughout the study area, and are represented mostly by sandstones blocks of Serra Grande Group. In terms of mineral resources, the main products were the occurrences of Fe-Cu-P that are associated with Metavolcanic Estreito Unit. They present two types of mineralization: i) Mineral stratabound magnetite phosphate; and ii) hematite ore with relicts of magnetite. The origin of these occurrences is still under discussion, but considering the different typologies, it can be said that there is more of a

formation mechanism for these different ores or a complex history of mineralization, which are common in mineralization system IOCG type or more precisely the type Kiruna.

Palavras-chave: Santa Quitéria Magmatic Arc, Fe-Cu-P deposits, Metavolcanic Estreito Unit, Kiruna type.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 - Mapa de Localização da área de estudo.....	28
Figura 1.2 - Mapa esquemático dos tipos de clima da microrregião do Sertão de Crateús.....	32
Figura 1.3 - Luvissolo Crômico Órtico Abrúptico [P169: 294191m E/9465890 m N].....	33
Figura 1.4 - Mapa dos solos da região de Ararendá e Ipaporanga.	34
Figura 1.5 - Vegetação típica da região, caracterizado por árvores de pequeno a médio porte com perda das folhas em períodos de estiagem [P175: 293937 m E/9467798 m N].	35
Figura 1.6 – Morrotes de até 400 metros em meio a um terreno aplainado [P080: 295001m E/9471504m N].	37
Figura 1.7 – Controle geobotânico observado na região, onde atenta-se a vegetação delimitando os contatos entre o embasamento e a Bacia do Parnaíba [P147: 295149m E/9466260m N].	38
Figura 2.1 - Reconstrução de parte do Gondwana Oeste.	40
Figura 2.2 - Esboço geológico regional da Província Borborema.....	41
Figura 2.3 - Mapa geológico da Folha Ipueiras.....	44
Figura 3.1 - Esboço geológico e estrutural da área de estudo.	49
Figura 3.2 - a e b) Principal modo de ocorrência das calcissilicáticas em forma de blocos e variavelmente a segregação de anfibólios e piroxênios como lentes [P143: 295817m E/9467730m N], [P026: 293745m E/9474616m N]; c) Amostra de mão da calcissilicática [P026: 293745m E/9474616m N]; d) Gnaisse calssilicático exibindo faixa leucocrática de composição quartzo-feldspática seguindo a foliação principal [P082: 294912m E/9471393m N].....	51
Figura 3.3 - Blocos de gnaisse pelítico, parcialmente migmatizado, apresentando mobilizados em faixas difusas leucocráticas de composição quartzo feldspáticas e pequenos cristais de granadas bastante dispersos [P097: 292766m E/9466111m N].	52
Figura 3.4 - a) Metarriolito rosado de granulação média, exibindo família de fraturas [P107: 292276m E/9466111m N]; b) Amostra de mão mostrando a granulação média com cristais equidimensionais [P257: 292165m E/9466252m N]; c) Metarriolito em contato subconcordante com metabasalto-andesítico, impregnado de óxido de ferro (protominério). Notar porções estiradas do vulcanito ácido injetadas no protominério, sugerindo um processo de mingling pré-deformacional [P106: 292195m E/9466028m N]; d) Riolito argilitizado	

exibindo matriz microcristalina praticamente sem fenocristais [P144: 295933m E/9467794m N].....	54
Figura 3.5 - a) Metabasalto-andesítico com leitos cinza, bandamento milimétrico, hospedeiro do minério <i>stratabound</i> ; b e c) A estreita relação temporal dos metabasalto andesíticos com os metarriolitos é observado nos contatos interdigitados exposto em forma de lajedo; d) Interdigitação da metabásica (em leitos mais claros) com o minério <i>stratabound</i> ; e) Amostra de mão de metabasalto-andesítico metassomatizado mostrando neoformação de k-feldspato (em rosa), carbonato (em branco) e matriz totalmente cloritizada; f) Metabasalto-andesítico metassomatizado sem geração de k-feldspato exibindo biotitas magmáticas (em marrom) [P106: 292195m E/9466028m N].....	56
Figura 3.6 – a e b) Segregação de minerais máficos definindo concentrações ou restitos de biotita e hornblenda em meio aos granitos de anatexia; c) Metatexitos com migmatização incipiente; d) Gnaisse hololeucocártico, parcialmente migmatizado, com mobilizados quartzo-feldspático ao longo da foliação.....	58
Figura 3.7 - a) Lineação mineral definida por k-feldspatos marcando a leve foliação estiramento mineral; b) Migmatização intensa com estruturas dobradas marcando a transição dos metatexitos para os diatexitos; c) Estágio transicional metatexitos/diatexitos com textura nebulíticas; d) Estrutura <i>schiliren</i> em meio ao neossoma apresentando leve rotação; e) Foliação marcada por orientação de cristais de k-feldspato e biotita; f) Diatexitos com textura fanerítica e enclaves microgranulares, testemunhando processo de fusão.....	59
Figura 3.8 – a) Blocos <i>in situ</i> de monzogranitos; b) Monzonito mesocrático holocrystalino, inequigranular; c) Blocos de granodiorito leucocrático a direita e, a esquerda, calcissilicáticas recortadas por veios quartzo feldspáticos; d) Granodiorito levemente bandado marcado por níveis descontínuos de plagioclásio.....	60
Figura 3.9 – a) Biotita gnaisse protomilonitizado com pórfiros de k feldspato reduzidos [P236: 298270m E/9474000m N]; b) Biotita gnaisse com porfiroclasto de k feldspato [P236: 298270m E/9474000m N].....	61
Figura 3.10 – a) Biotita granito cinza envolvendo minério <i>stratabound</i> ; b) Amostra de mão da mesma rocha, mostrando granulação média com mega cristais de biotita; c) Amostra de mão de biotita granito potassificado exibindo cristais neoformados de biotita e k-feldspatos juntamente com calcopirita e malaquita; d) Biotita granito rosa injetado em minério magnetítico, acompanhado por geração de biotita ao longo do contato sinuoso P106: 292195m E/9466028m N].....	63

Figura 3.11 – a) Gabro exibindo uma textura mais grossa, apresentando estrutura de “acebolamento” [P202: 297107m E/ 9467398m N]; b) Blocos e lajedo de mesmo litotipo seguindo orientação NW-SE [P127: 296038m E/ 9467796m N].....	64
Figura 3.12 – a) Serra da Ibiapaba, composta pelos arenitos da Fm Tianguá [P171: 293998m E/ 9465516m N]; b) Matacões de arenitos exibindo bancos horizontais com estratificações cruzadas [P172: 293832m E/ 9465570m N].	65
Figura 3.13 – a) Blocos <i>in situ</i> de diabásio seguindo orientação NW/SE; b) Amostra de mão exibindo agregados de cristais de plagioclásio na matriz afanítica e localmente oxidada [P077: 294999m E/9471956m N].	66
Figura 3.14 - a) Matacões de arenitos da Fm Tianguá [P172: 293832m E/ 9465570m N]; b) Fluxo de detritos com blocos subarredondados de arenito [P185: 292427m E/9468498m N].	67
Figura 3.15 – a e b) Leito de drenagens da área de estudo composto por sedimentos arenosos e blocos de arenitos [P171: 293998 m E/9465516 m N], [P004: 296981m E/9470772m N].....	67
Figura 4.1 - a) Contatos irregulares de plagioclásio alterado com diopsídio, este ultimo exibindo maclas polinsítéticas; b) Sob luz Polarizada; c) Microclina límpida e plagioclásio microclinizado bordejado por anfibólio; d) clinopiroxeno substituído por clorita ocupando espaços microfraturados; Gnaisses calssilicátioco : e) e f) Cristal prismático de tremolita.Luz Natural e Luz Polarizada; g) e h) Cristal de feldspato potássico pertitizado envolto por hornblendita;Luz Natural e Luz Polarizada.....	69
Figura 4.2 - Metarriolitos argilitizado: a) Matriz turva e microcristalina marcada por alguns cristais neoformados de muscovita e biotita em amarelo. Luz Polarizada; b) Fenocristal de plagioclásio totalmente alterado. Luz Natural; c) Luz Polarizada; d) Biotita sendo substituída por opaco ao longo dos planos de clivagem. Luz Natural; e) microveio tardio de epídoto; f) Fenocristal de feldspato potássico alterado para argilominerais.	73
Figura 4.3 - Metarriolito recristalizado: a) Feldspato potássico exibindo geminação albite periclinina, e plagioclásio com núcleo alterado e borda descalcificada. Luz Polarizada; b) Fenocristal de quartzo e k feldspato. Luz Polarizada; c) Muscovita substituindo cristal lamelar de biotita; d) Luz polarizada;.....	74
Figura 4.4 - a e b) Biotita parcialmente alterada para epídoto, opacos e clorita; Luz Natural e Polarizada. c) Duas gerações de plagioclásio: a primeira sob forma de microinclusões fortemente alterada para mica branca e a segunda é representada pelo poiquiloblasto albítico, com geminação polissintética. Notar que ele é límpido e desprovido de alteração; d) pseudomorfo de anfibólio totalmente substituído por clorita.....	76

Figura 4.5 - a) Agregados de plagioclásio neoformados retratando o processo de albitização que afetou a rocha. Luz Polarizada; b) Agregados de opacos englobando cristais turvos de plagioclásio, lembrando a textura <i>in carie</i> . Notar também que parte desses opacos se desenvolve ao longo dos planos de clivagem e fraturas da biotita-cloritizada, de onde parece provir; c) Microclina eudral límpida neoformada; d) Fedspato potássico pertitizado; e) Matriz exibindo plagioclásio turvo e biotita reequilibrada alterada par clorita.	77
Figura 4.6 - a) Hornblenda desestabilizada para clorita e biotita; b) Luz Polarizada; c) Relação estreita nos monzogranito entre opacos e hornblenda e neoformação de titanita. Luz Natural; d) Luz Polarizada; e) Cores de birrefrigencia característica da titanita; f) titanita exibindo macla polissintética;	80
Figura 4.7 - a) e b) Plagioclásio subeudral alterado compondo textura hipidiomórfica. Luz Natural e Luz Polarizada; c) Plagioclásio com zonação composicional; d) Matriz hipidiomórfica definida por cristais euédrico de plagioclásio e anédrico de quartzo; e) e f) biotita granito rosado exibindo desestabilização de biotita para muscovita e clorita.....	83
Figura 4.8 - a) Clinopiroxenio alterado parcialmente para biotita.Luz Natural; b) Luz polarizada; c) Textura subofítica definida por cristais de plagioclásio inclusos em piroxenio.Luz Natural; d) Mesma fotomicrografia sob luz polarizada mostrando as cores características do piroxênio. Luz polarizada;	84
Figura 4.9 - a) Diabásio exibindo fenocristal “ovalado” de olivina com bordas alteradas para indigsita. Luz Natural; b) Sob Luz Polarizada; c) Fenocristal de plagioclásio em meio a matriz rica em material amorfo e microlitos de plagioclásio; d) matriz com aspecto amorfo escuro (material vítreo) e micrólitos esqueletais de plagioclásio.	86
Figura 5.1 - Domínios estruturais do Complexo Tamboril-Santa Quitéria.	88
Figura 5.2 - Lineamentos principais que ocorrem na área de estudo.	89
Figura 5.3 – Estereograma apresentando plotagem dos planos e polos de 15 medidas de foliação dos ortognaisses porfiríticos e as diatexitos/metatexitos da região, e a direita a representação das mesmas medidas no diagrama de roseta, podendo-se concluir que a deformação regional possui direção preferencial NE.....	91
Figura 5.4 – a) Afloramento com estruturas dobradas marcando a transição diatexitos/metatexitos [P070: 297724m E/9467884m N]; b) Segregação de minerais máficos (<i>schlieren</i>) [P070: 297724m E/9467884m N]; c) Afloramento expressivo do ortognaisse porfirítico [P236: 298270m E/9474000m N]; d) Fenocristais de k-feldspato marcando o bandamento metamórfico [P236: 298270m E/9474000m N].....	92

Figura 5.5 – a) Bandamento Sn, microcrenulado, sendo transposto por foliação Sn+1;b) Dobras intrafoliaias associadas à deformação em condições dúcteis ligadas ao cisalhamento [P136: 295206m E/9467434m N].....	93
Figura 5.6 – Possível dobra assimétrica de grande escala delimitada pelas lentes calcissilicáticas.	94
Figura 5.7 - a) Falha deslocando a estrutura nebulítica dos diatexitos/metatexitos [P070: 297724m E/9467884m N]; b,c e d) Ortognaisse porfirítico exibindo bandamento milonítico e porfiroclastos de feldspato potássico com caldas de recristalização acompanhando a foliação [P238: 298266m E/9473850m N].....	95
Figura 5.8 - a) Lineação de estiramento mineral nos diatexitos/metatexitos [P070: 297724m E/9467884m N];a b) Lineação de estiramento mineral marcados pelos pórfiros de feldspato potássico; c) Lineações subhorizontais [P238: 298266m E/9473850m N].....	96
Figura 5.9 - a) Rocha leucogranítica cortada por pseudotaquilitos [P031: 293556m E/9474984m N]; b) Amostra de mão da foto anterior, exibindo com detalhes, a presença de stockworks; c) Brechas magmáticas associados a zona mineralizada [P106: 292195m E/9466028m N].....	97
Figura 5.10 - Mapa ilustrativo das principais padrões de fraturamento encontradas na região sul da área de estudo.....	98
Figura 5.11 – Metarriolitos intensamente fraturados, apresentando os dois padrões de fraturamentos [P107: 292276m E/9466111m N].....	99
Figura 6.1 - a) Amostra de mão do minério <i>stratabound</i> coletado proximo ao contato com o biotita granito [P258: 292208m E/9466038m N]; b) Recristalização dos cristais de magnetita, caracterizados pelos contatos poligonais.....	101
Figura 6.2 - Registro dos principais produtos do processo metamórfico – metassomático sofrido pelas rochas da região: a) Potassificação e cloritização em metabasaltos-andesíticos marcados pela neoformação de microclina e pela desestabilização da biotita em clorita (em verde) [P106: 292195m E/9466028m N]; b) A potassificação imposta no biotita granito resultou no desenvolvimento de biotita hidrotermal e feldspato potássico [P258: 292208m E/9466038m N]; c) O forte metassomatismo cálcio-sódico nas calcissilicáticas, sendo responsável pela formação de megacristais de actinolita em meio uma matriz com plagioclásio [P143: 295817m E/9467730m N]; d) Epidotização em rocha granítica obliterando praticamente toda textura e mineralogia primária [P101: 292244m E/ 9465957m N].....	103

Figura 6.3 – a) Restitos de calcissilicáticas retrabalhadas durante o Ciclo Brasiliano injetada por veios leucograníticos [P057: 296075m E/9466098m N]; b) Rocha calcissilicática parcial ou quase inteiramente migmatizada [P056: 296030m E/9466112m N].....	105
Figura 6.4 – a) Brecha Granítica apresentando microfraturas preenchidas por clorita e hematita/magnetita [P106: 292195m E/9466028m N]; b) Seção delgada mostrando a desestabilização da biotita para clorita (biotita reequilibrada) e opacos, provavelmente titanomagnetita; c) Pseudotaquilitos em rocha leucogranítica; d) Microveios pseudotaquilitos preenchidos por carbonatos, anfibólios e granadas de baixa temperatura [P031: 293556m E/9474984m N].....	106
Figura 6.5 – a) Afloramento do biotita gnaisse milonitizado [P238: 298266m E/9473850m N]; b) Amostra de mão selecionada para preparação de lâmina delgada mostrando porfiroclastos de feldspatos cisalhados [P238: 298266m E/9473850m N]; c) Lâmina em luz polarizada mostrando textura lepidoblástica definida por cristais de biotita; d) <i>Ribbons</i> de quartzo, acompanhado de orientação preferencial de biotitas contornando porfiroclastos de k-feldspatos em nicos cruzados.....	107
Figura 7.1 – a) Metarriolito – rocha hospedeira da mineralização; b) Em lâmina a rocha exibe fenocristal de quartzo subarredondado com extinção ondulante; c) Metafelsito englobando minério <i>stratabound</i> em forma de lente. [P107: 292276m E/9466111m N].....	109
Figura 7.2 – a) Deformação dúctil em minério stratabound resultou em dobras intrafoliaias; b), c) e d) Contato irregulares a sinuoso de minério stratabound com metarriolito; [P106: 292195m E/9466028m N].....	110
Figura 7.3 – a) Lajedo de metabasalto andesítico (minério disseminado de granulação fina); b) Cristais euedrais de magnetita parcialmente martitizados em porções fraturadas; c) Metabasalto andesítico mostrando biotita reequilibrada imersas em matriz com plagioclásio turvos. Luz Natural; d) Observam-se tanto cristais de magnetita magmática euedrais e magnetita neoformada como cristais anedrais. Luz Refletida [P106: 292195m E/9466028m N].....	111
Figura 7.4 - a) Minério de granulação média mostrando a apatita representada pelas porções brancas b) faixas brancas definidas por apatita e subordinadamente por silicatos em minério <i>stratabound</i> ; c) Lajedo mostrando minério <i>stratabound</i> em contato com biotita granito; d) foto de lâmina mostra cristais reliquias de quartzo em contato com cristais maiores de apatita ambos imersos na matriz magnetítica. Luz Polarizada. [P106: 292195m E/9466028m N].....	112

Figura 7.5 - a) Agregados subédricos de magnetita fraturados; b) Cristais subédricos de magnetita alterado para hidróxidos de ferro; c) Cristais de magnetita com lamelas de exsolução de ilmenita em treliça; d) Inclusão de ilmenita com exsolução de hematita dentro da magnetita; e) Contato poligonais de magnetita localmente alterando para hematita; f) Hematita lamelar sendo parcialmente substituída por magnetita tabular ou mushketovite; ..	114
Figura 7.6 - a) Dique de biotita granito cortando minério <i>stratabound</i> ; b) e c) Glóbulos de minério maciço e bandado envolvidos por rocha granítica;d) Minério <i>stratabound</i> invadido por apófise granítica [P106: 292195m E/9466028m N].....	115
Figura 7.7 - a) Sulfeto disseminado em minério fino; b) Concentração de calcopirita em biotita granito;c) Biotita neoformada em contato de minério stratabound com apófise de biotita granito [P106: 292195m E/9466028m N].....	116
Figura 7.8 – a) Agregados poligonais de cristais de apatita, com junções tríplices, resultado de recristalização estática. Luz Natural; b) Sob luz Polarizada.	117
Figura 7.9 - a) Lajedo de minério magnético com concentrações de malaquita (em verde); b) minério de granulação fina com carbonato; c) biotita granito em contato com minério stratabound exibindo sulfetos oxidados; d) aspecto pulverulento e superficial de sulfeto disseminado em minério; e) sulfeto disseminado em minério magnético acompanhado de apatita; Algumas porções de sulfeto já oxidado.....	118
Figura 7.10 – a) Porfiroblastos de magnetita exibindo contatos poligonais separados entre si por filmes de hidróxidos. Luz Natural; b) Porfiroblastos de magnetita com contornos irregulares ou levemente sinuosos microfraturados, bordejados ou substituídos por hidróxidos de ferro. Luz Natural.	119
Figura 7.11 – a) Cristal de calcopirita anédrica ocupando os interstícios dos grãos de magnetita, encontrando-se parcialmente substituídos por goetita/limonita e malaquita . Luz Natural; b) Cristais de calcopirita anédricas ocupando os interstícios dos grãos de magnetita, encontrando-se parcialmente substituídos por goetita/limonita e malaquita . Luz Polarizada.	119
Figura 7.12 - a) Cristal anédrico de bornita incluso na calcopirita. Ambos são bordejados por auréola de limonita/goetita. Notar o hábito coloforme da limonita. Luz Natural; b) Minúsculos cristais anédricos de bornita envolvidos por anéis de limonita dentro da calcopirita. Notar também minúsculas lamelas de exsolução da calcopirita dentro da bornita. Ambos bordejados por auréola de limonita/goetita. Luz Natural.....	120

Figura 7.13 – a) Vista frontal de serrote sustentado por blocos e matacões. Notar ao fundo a Bacia do Parnaíba, representada pelo Grupo Serra Grande [P001: 292877m E/9466836m N]; b) Segregações ou veios de magnetita em meio a hematita romboédrica; c) Veio de quartzo que reflete modificação pos-formacional; d) amostra de mão mostrando granulação média de minério hematítico; e) mega cristais relictos de magnetita em matriz hematítica [P003: 292448m E/9466972m N].....	121
Figura 7.14 - a) Cristais euédricos a subédricos de hematita marcados por geminação polissintética e contatos retos poligonais; b) Cristal relicito de magnetita martitizada incluso em hematita exibindo fraturas preenchidas por sulfetos; c) Magnetita martitizada ao longo das bordas e fraturas e hematita com aspecto estriado; d) Cristal euedral de magnetita em matriz hematítica e calcopirita preenchendo fraturas (em amarelo).....	124
Figura 7.15 - Minério de ferro com sulfeto disseminado, apresentando aspecto pulverulento [P106: 292195m E/9466028m N].....	126
Figura 7.16 - Diagrama mostrando a relação percentual das principais fases minerais encontradas na amostra.....	127
Figura 7.17 – a) Minério magnetítico com sulfeto e malaquita [P106: 292195m E/9466028m N]; b) Minério hematítico maciço com relictos de magnetita [P003: 292448m E/9466972m N].....	130
Figura 7.18 – a) Amostra de mão do quartzo diorito [P258: 292208m E/9466038m N]; b) Minério hematítico, onde a porção mais fina é formada por cristais relictos de magnetitas, enquanto a mais grossa é representada por hematita [P003: 292448m E/9466972m N].....	131
Figura 7.19 – Resultados do MEV em relação ao <i>Spectrum 1</i>	133
Figura 7.20 - Resultados do MEV em relação ao <i>Spectrum 2</i>	134
Figura 7.21 - Resultados do MEV em relação ao <i>Spectrum 3</i>	134
Figura 7.22 - Resultados do MEV em relação ao <i>Spectrum 5</i>	135
Figura 7.23 - Resultados do MEV em relação ao <i>Spectrum 1</i>	135
Figura 7.24 - Resultados do MEV em relação ao <i>Spectrum 2</i>	136
Figura 7.25 - Resultados do MEV em relação ao <i>Spectrum 3</i>	136
Figura 7.26 - a) Lamina de metabasalto-andesítico mostrando as duas gerações de plagioclásio (um mais límpido e outro mais turvo) e desestabilização da biotita para clorita; b) Bloco de rocha calcissilicática com feições metassomáticas injetadas por veio quartzo feldspáticos [P050: 296058m E/9466546m N]; c) Biotita granito mostrando cristais neoformados de k	

feldspato e biotita; d) microclinização de metabasalto andesítico marcado por também por formação de mica branca a partir do plagioclásio.....	138
Figura 7.27 - a) Clorita e epídoto neoformados marcando processo cloritização e epidotização respectivamente em metabasalto; b) Fenocristal de plagioclásio alterando para mica branca, em matriz quartzo-feldspática turva, fortemente hidrolitizada marcada pela formação de sericita e argilominerais; c) Alteração cálcio sódica caracterizada pela neoformação de plagioclásio albítico (Pl II) a partir de plagioclásio pré existente; d) A entrada de potássio no sistema é marcada pela formação de microclima em metabasalto-andesítico.....	139
Figura 7.28 - Sintetização das classificações dos subgrupos segundo Groves <i>et al.</i> (2010)..	143
Figura 7.29 - Modelo esquemático dos depósitos do tipo IOCG. ..	146
Figura 8.1- Modelo esquemático da evolução geológica da área de estudo.....	152

LISTA DE TABELAS

Tabela 1-1 - Coordenadas da área de estudo.....	27
Tabela 7-1 - Composição química do minério de ferro com sulfeto.....	126
Tabela 7-2 - *LOI – Avaliação de perda ao fogo (representa a massa de umidade e material volátil presente em uma amostra). Os óxidos estão representados em porcentagem em peso e os elementos-traço em ppm.....	129
Tabela 7-3 - Análises litoquímicas do Alvo Ararendá/Ipaporanga. Os óxidos estão representados em percentagem em peso e os elementos traço em ppm.....	131
Tabela 7-4 - Sequencia de formação de fases minerais em diferentes estágios de alterações hidrotermais.....	141

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	25
1.1 Apresentação.....	25
1.2 Justificativa	26
1.3 Objetivos	26
1.3.1 Objetivos Gerais.....	26
1.3.2 Objetivos Específicos.....	26
1.4 Localização e Acesso da Área de Estudo	27
1.5 Materiais e Métodos.....	28
1.5.1 Materiais.....	28
1.5.2 Métodos de Trabalho.....	29
1.5.2.1 Pré-Campo	29
1.5.2.2 Campo.....	29
1.5.2.3 Pós-Campo	30
1.5.2.3.1 Etapa de Laboratório.....	30
1.5.2.3.2 Confecção de Mapas Finais - SIG	30
1.5.2.3.3 Produção do Relatório Final	30
1.6 Aspectos Socioeconômicos e Fisiográficos	30
1.6.1 Aspectos Socioeconômicos	31
1.6.1.1 Ararendá	31
1.6.1.2 Ipaporanga	31
1.6.2 Aspectos Fisiográficos	31
1.6.2.1 Clima	32
1.6.2.2 Solos	32
1.6.2.3 Vegetação	34
1.6.2.4 Hidrografia	35

1.7 Geomorfologia.....	36
2. GEOLOGIA REGIONAL.....	39
2.1 Província Borborema	39
2.1.1 Domínio Ceará Central.....	41
2.1.1.1 Embasamento Policíclico	42
2.1.1.2 Supracrustais proterozóicas	43
2.1.1.3 Complexo ígneo-anatético.....	44
2.1.1.4 Granitogênese pós-colisional.....	45
2.1.1.5 Bacias tardi-brasilianas.....	46
2.1.2 Bacia do Parnaíba	46
3. GEOLOGIA LOCAL.....	48
3.1 Complexo Ceará	49
3.1.1 Calcissilicáticas	50
3.1.2 Gnaisses pelíticos	51
3.2 Unidade Metavulcânica Estreito	52
3.2.1 Metarriolitos	53
3.2.2 Metabasalto-andesíticos	54
3.3 Complexo Tamboril-Santa Quitéria.....	57
3.3.1 Diatexitos/Metatexitos	57
3.3.2 Ortognaisses porfiríticos	60
3.3.3 Biotita Granito.....	61
3.3.4 Intrusões básicas.....	63
3.4 Grupo Serra Grande	64
3.4.1 Formação Tianguá.....	64
3.5 Diques Diabásicos.....	65
3.6 Coberturas Cenozóicas.....	66
3.6.1 Coberturas Sedimentares Inconsolidadas.....	66

3.6.2 Depósitos aluvionares	67
4. ANÁLISE PETROGRÁFICA	68
4.1. Complexo Ceará	68
4.1.1 Calcissilicáticas	68
4.2 Unidade Metavulcânica Estreito	71
4.2.1 Metarriolitos	71
4.2.2 Metabasaltos andesítico.....	74
4.3 Complexo Tamboril Santa Quitéria	77
4.3.1 Granodiorito/Hornblenda-Monzogranito	78
4.3.2 Biotita Granito.....	80
4.3.3 Rochas gabróicas.....	83
4.4 Diques diabásicos.....	85
5. GEOLOGIA ESTRUTURAL	87
5.1 Regime Dúctil	90
5.1.1Foliação	90
5.1.2 Dobras	92
5.1.3 Zona de Cisalhamento Dúctil.....	95
5.1.4 Lineações.....	96
5.1.2 Regime rúptil	96
6. METAMORFISMO	100
6.1 Metamorfismo de contato	100
6.2 Metamorfismo hidrotermal	101
6.3 Metamorfismo regional.....	103
6.4 Metamorfismo dinâmico.....	105
6.4.1 Tectonitos rúpteis	105
6.4.2 Tectonito dúcteis	107
7. RECURSOS MINERAIS.....	108

7.1 Tipologia da ocorrência de Ferro – Apatita - Cobre	109
7.1.1 Minério Magnetítico com fosfato de aspecto tabular ou stratabound	110
7.1.2 Minério hematítico	121
7.2 Química mineral/Geoquímica	125
7.2.1 Fluorescência de Raio X	125
7.2.2 Difração de Raio X.....	127
7.2.3 Geoquímica do Minério sulfetado e maciço (ACME Analytical Laboratories)	128
7.2.4 Análises químicas do Quartzo Diorito e Minério Hematítico (ACME).....	130
7.2.5 Microscopia Eletrônica de Varredura	133
7.2.5.1 Minério de ferro em contato com metarriolito	133
7.2.5.2 Minério de ferro com sulfeto	135
7.3 Sequência de alteração	136
7.4 Sequência de Formação dos depósitos minerais.....	142
7.5 Modelo genético dos depósitos IOCG	142
7.5.1 Características gerais dos depósitos IOCG	143
7.5.2 Gênese dos depósitos tipo IOCG	144
7.5.3 Características gerais dos depósitos tipo Kiruna	146
7.5.4 Gênese dos depósitos tipo Kiruna	147
7.6 Discussões sobre a Gênese dos depósitos de Fe-P-Cu de Ararendá	147
8. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA	151
9. CONCLUSÕES.....	153
REFERÊNCIAS	155
APÊNDICE A – MAPA DE PONTOS	160
APÊNDICE B – MAPA GEOLÓGICO	160

1. INTRODUÇÃO

Esta monografia destina-se ao cumprimento das normas curriculares da disciplina Relatório de Graduação do Curso de Geologia, do Departamento de Geologia, do Centro de Ciências da Universidade Federal do Ceará, visando à obtenção do título de Bacharel em Geologia.

O mapeamento foi realizado por Phaloma Marques Reis e Ramon de Oliveira Lino, alunos do curso de Geologia, tendo como orientador o Prof. Dr. Clovis Vaz Parente e coorientador Prof. Dr. César Ulisses Vieira Veríssimo, em conjunto com outra equipe (da Rocha & Soares, 2015), que mapeou uma área adjacente a nossa, e executado dentro da linha de pesquisa Geologia Econômica. O estudo foi realizado, em parte dos municípios de Ararendá e Ipaporanga, porção sudoeste do Estado do Ceará e, geologicamente, dentro da unidade litodêmica Complexo Tamboril-Santa Quitéria, cujos limites geográficos se superpõem ao do Arco Magmático Santa Quitéria.

1.1 Apresentação

O Arco Magmático de Santa Quitéria (AMSQ), que envolve o Complexo Tamboril Santa Quitéria, é uma unidade litotectônica dentro do domínio Setentrional da Província Borborema (Fetter *et. al.*, 2003; Arthaud *et. al.*, 2008), cuja história geológica, embora complexa, já vem sendo estudada há várias décadas. Entretanto, o seu potencial metalogenético só agora é que começa a ser estudado e avaliado (*e.g.* Parente *et. al.*, 2013). Em termos geológicos, o AMSQ inclui uma grande variedade de rochas graníticas intrusivas em meio às rochas supracrustais, representadas por rochas calcissilicáticas e mármore, cujas associações petrotectônicas favorecem para um cenário de diversos tipos de mineralizações. Em conformidade a esta afirmativa, Parente *et. al.*, (2013) descrevem importantes ocorrências de Ferro e Cobre hidrotermal, tipo *skarn* dentro do AMSQ, reforçando as suposições e otimizando os estudos sobre esse tipo de depósito no AMSQ, apesar de serem ainda carentes, seus conhecimentos voltados à sua exploração mineral.

1.2 Justificativa

É grande a variedade de rochas supracrustais neoproterozoicas do Arco Magmático Santa Quitéria. Entre elas cabem destaque rochas anfibolíticas, mármore e calcissilicáticas que ocorrem ora como lentes descontínuas, ora como resíduo de processo de fusão parcial (anatexia) ou migmatização. Estas rochas foram intrudidas por granitos tardíos a pós-tectônicos de composição predominante sienogranito e monzogranito (Gomes, 2006).

Do ponto de vista metalogenético tem-se um ambiente propício para geração de depósitos de Fe hidrotermal, do tipo *Skarn* e/ou IOCG, com potencialidade para Cu e Au, devido à existência de granitos pouco diferenciados na região.

Na região de Ararendá e adjacências existem importantes ocorrências de ferro hidrotermal associadas ou não com sulfetos de cobre cujo contexto geológico, tipológico e gênese do minério ainda eram desconhecidos. A execução deste trabalho permitiu a melhor caracterização dessas ocorrências, de seus processos de formação, consequentemente, sobre sua origem, cujo resultado permite contribuir para os avanços dos conhecimentos geológicos e metalogenéticos da área e do quadro geral do setor mineral do estado do Ceará.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivos Gerais

O trabalho teve como objetivo principal determinar a tipologia das ocorrências de minério de ferro e suas relações com as rochas hospedeiras, bem como a caracterização das diferentes unidades litológicas e elementos estruturais que se encontram na região. Fez parte também do escopo da atividade procurar entender a evolução e gênese dessas ocorrências na região; Visou-se também buscar, utilizando imagens de satélite e dados aerogeofísicos, possíveis alvos mineralizados, particularmente aqueles próximos a corpos intrusivos e rochas calcissilicáticas e marmores.

1.3.2 Objetivos Específicos

Entre os objetivos específicos estão:

- a) Caracterização da geologia e da petrografia das ocorrências de ferro e cobre hidrotermal e das rochas encaixantes;
- b) Caracterização da paragênese mineral e seus estágios de formação;

- c) Interpretação da evolução e gênese dos corpos de minério baseada nas observações geológicas e petrográficas;
- d) Confecção de um mapa de detalhe geológico na escala de 1:20.000, envolvendo a área das ocorrências de ferro e cobre;
- e) Elaboração da Monografia contendo todas essas informações.

1.4 Localização e Acesso da Área de Estudo

A área de estudo está inserida na porção oeste do estado do Ceará (no sopé da serra de Ibiapaba) a 335 km de Fortaleza, englobando parte dos municípios de Ararendá e Ipaporanga, localizada entre os municípios de Poranga a oeste, Ipueiras a norte, Nova Russas a leste, e Crateús a sul. Está inserida na folha topográfica da Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste - SUDENE, Ipueiras SB.24-V-A-VI em Projeção Universal Transversa de Mercator – UTM e Datum Horizontal WGS-84, possuindo uma área total de 66 km² (11 km x 6 km), com coordenadas:

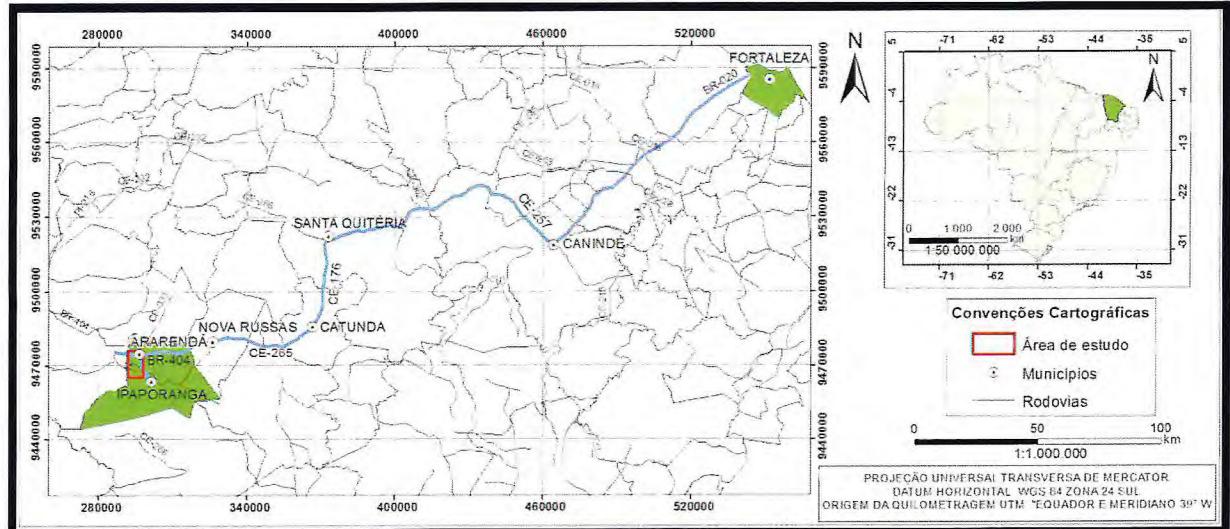
Tabela 1-1 - Coordenadas da área de estudo. Datum WGS 84 Zona 24 Sul.

VÉRTICES	E	N
V1	292047	9476267
V2	298239	9476267
V3	298239	9465445
V4	292047	9465445

Fonte: Elaborada pelos autores.

O acesso à área pode ser feito, saindo de Fortaleza, pela rodovia federal BR – 020, via Canindé, onde se percorrem 117 km até a sede deste município, e, em seguida, desloca-se por 105 km na CE – 257 até o Município de Santa Quitéria. Daí acessa-se a CE-176, onde se percorrem 53 km e, depois, a CE-265, andando mais 60 km até chegar ao Município de Ararendá, onde se inicia a área de estudo, totalizando um percurso de cerca 335 km (Fig. 1.1).

Figura 1.1 - Mapa de Localização da área de estudo.



Fonte: Elaborada pelos autores.

1.5 Materiais e Métodos

1.5.1 Materiais

Os materiais utilizados para o desenvolvimento do trabalho foram as cartas topográficas da SUDENE (1:100.000), imagens de sensores remotos orbitais OLI (*Operational Land Imager*) – *LANDSAT 8*, dados de Modelo Digital de Elevação (MDE) – SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), arquivos digitais vetoriais em formato de arquivo *shape* e dados do Projeto Aerogeofísico Norte do Ceará executados pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil em 2009. Os *softwares* utilizados para realização do geoprocessamento consistiram em: *ARCGIS 10.1*, *ENVI 4.8* e *GLOBAL MAPPER 15*. Para a plotagem de medidas estruturais e análise estatística utilizou-se o *STERONET*, para o armazenamento de dados e informações, o programa *Acess*, e para o acabamento e estrutura final do trabalho, utilizou-se os programas, *World*, *Power Point*, *Corel Draw 7*. Na etapa de campo foram utilizados: Imã para medir o magnetismo das rochas/minerais, ácido clorídrico (HCl 10%), GPS de mão, bússola, martelo geológico, marreta, lupa (aumento de 20x), canivete com lâmina de aço, máquina fotográfica, caderneta de campo, marcador permanente *Pilot* (1mm) para identificação das amostras, fita adesiva, sacos plásticos, mapas (de localização, altimétrico, aerogeofísico, *Google Earth*, *LANDSAT 8*) e referências bibliográficas.

1.5.2 Métodos de Trabalho

Os métodos de trabalho foram divididos em três etapas: Pré Campo (Etapa I); Campo (Etapa II); e Pós Campo (Etapas III e IV e V);

1.5.2.1 Pré-Campo

Nesta etapa, o objetivo principal foi à obtenção da aquisição de dados, como pesquisa bibliográfica em livros, compêndios e trabalhos referentes ao assunto. Também foram adquiridos e interpretados imagens do sensor OLI – *LANDSAT 8*, *Shuttle Radar Topographic Mission* (SRTM) do Estado do Ceará, de folhas planialtimétricas da SUDENE (1:100.000), Datum WGS-84 extraídos do site da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA), arquivos vetoriais georreferenciados (hidrografia, municípios, rodovias, geologia - Folha Ipueiras 1: 250.000 – CPRM). Junto à aquisição desses dados foi criado um Sistema de Informação Geográfica (SIG), armazenando dados para posterior uso nas demais etapas do trabalho.

1.5.2.2 Campo

Esta etapa foi realizada em 05 períodos de 05 dias, alternados, dos quais, quatro em companhia dos orientadores, que se revezavam durante a execução do trabalho. Consistiu na realização dos trabalhos de campo ao longo de estradas e caminhos carroçáveis, realizando perfis geológicos transversais ou não às estruturas principais, executando um levantamento dos diferentes tipos litológicos, e a caracterização das estruturas, foliações, lineações, dobramentos e falhas, além da coleta de amostras dos mesmos para confecção de lâminas delgadas e seções polidas para análises petrográficas (Etapa Pós- Campo). O emprego de ferramentas para a navegação, orientação e levantamentos de pontos (Mapas e GPS), a realização de testes simples de identificação mineral (HCl, imã), foram indispensáveis para o mapeamento de detalhe efetuado nesta etapa.

1.5.2.3 Pós-Campo

1.5.2.3.1 Etapa de Laboratório

Após a realização dos trabalhos de campo, uma descrição macroscópica mais detalhada foi realizada considerando todas as amostras. Os dados de campo, já georreferenciados, foram organizados em um banco de dados e, posteriormente, integrados no *ArcGis 10.1* como tabela de conteúdos. Após a descrição macroscópica mais detalhada, efetuou-se uma seleção de cerca de 45 amostras para confecção de seções delgadas e polidas, principalmente para estudos dos minerais de minérios, e 4 amostras para análise química. Posteriormente foi realizado o estudo microscópico petrográfico, onde foram definidas as assembleias minerais, texturas e estruturas.

Análises de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) também foram realizadas em algumas seções delgadas para melhor caracterização mineralógica.

1.5.2.3.2 Confecção de Mapas Finais - SIG

O principal objetivo desta etapa consistiu no uso do SIG, que permitiu a incorporação dos dados digitais obtidas em etapas anteriores e a representação dos elementos estudados em campo, em escala reduzida, para sua posterior modelagem no espaço virtual do computador e confecção do mapa geológico na escala 1:20.000.

1.5.2.3.3 Produção do Relatório Final

Após o desenvolvimento de todas as etapas do tratamento metodológico, o trabalho foi escrito, segundo a formulação básica exigida pela Universidade Federal do Ceará (UFC).

1.6 Aspectos Socioeconômicos e Fisiográficos

Os municípios de Ararendá e Ipaporanga estão localizados na microrregião do Sertão de Crateús, mesorregião dos Sertões Cearenses e macrorregião Sertão dos Inhamuns.

1.6.1 Aspectos Socioeconômicos

1.6.1.1 Ararendá

O município de Ararendá foi decretado como sede municipal em 1990 (IBGE, 2010), desmembrado do município de Nova Russas. Com área absoluta de 334 km² e população estimada atual de 10.750 habitantes, possui densidade demográfica de 31,25 hab/km² (IBGE, 2010), onde 45,67% dos habitantes vivem em zona urbana e 54,33% em zona rural (IBGE, 2010). Possui cinco unidades de saúde ligadas ao Sistema Público de Saúde - SUS, dentre os quais, uma unidade mista, e quatro centros de saúde (SESA, 2009).

O Índice de Desenvolvimento Humano (IDH) do município é de 0,626 e possui Produto Interno Bruto (PIB) *per capita* de R\$ 2.536 (IPECE, 2009). O setor da administração pública é o que mais emprega formalmente, seguido pelos setores de comércio, de serviços, e da indústria de transformação, respectivamente.

1.6.1.2 Ipaporanga

O município de Ipaporanga foi decretado como sede municipal em 1989 (IBGE, 2010), desmembrado do município de Nova Russas. Com área absoluta de 701,99 km² e população estimada atual de 11.500 habitantes, possui densidade demográfica de 16,4 hab/km² (IBGE, 2010), onde 36,5% dos habitantes vivem em zona urbana e 63,5% em zona rural (IBGE, 2010). Possui sete unidades de saúde ligadas ao Sistema Público de Saúde - SUS, dentre os quais, um hospital geral, dois postos de saúde e quatro centros de saúde (SESA, 2009).

O Índice de Desenvolvimento Humano (IDH) do município é de 0,609 e possui Produto Interno Bruto (PIB) *per capita* de R\$ 2.448 (IPECE, 2009). O setor da administração pública é o que mais emprega formalmente, seguido pelos setores de indústria de transformação, comércio, e de serviços, respectivamente.

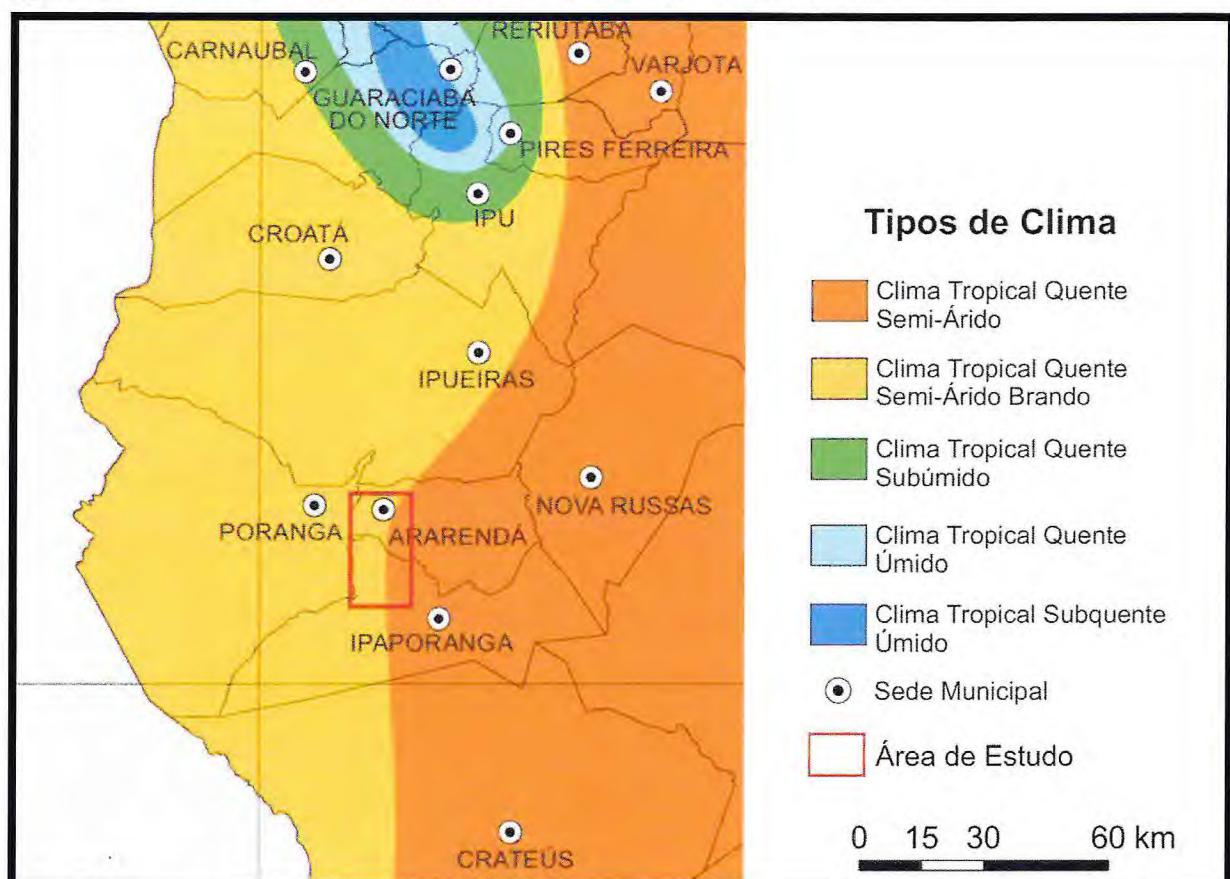
1.6.2 Aspectos Fisiográficos

A proximidade dos dois municípios ocasiona em aspectos fisiográficos semelhantes, portanto sendo realizada apenas uma descrição para os dois municípios.

1.6.2.1 Clima

O clima da região de estudo é Tropical Quente Semi-Árido e Tropical Quente Semi-Árido Brando, evidenciado por escassez de chuvas e grande irregularidade em sua distribuição; baixa nebulosidade; forte insolação e índices elevados de evaporação. A temperatura média dos municípios varia entre 26°C a 28°C e a pluviosidade média anual é de 1100 mm, com o período chuvoso concentrado entre os meses de fevereiro e abril (IPECE, 2009).

Figura 1.2 - Mapa esquemático dos tipos de clima da microrregião do Sertão de Crateús.



Fonte: Modificado de IPECE, 2009.

1.6.2.2 Solos

Os solos presentes na região, em uma análise de caráter regional, correspondem aos solos luviissolos crônicos órticos+ neossolos litólicos eutróficos:

- a) Luviissolos crônicos órticos: solos de cores bastante fortes, vermelhas ou amarelas. Apresentam o caráter eutrófico (alta saturação por bases nos horizontes

subsuperficiais) que favorece o enraizamento em profundidade. Outro aspecto refere-se à presença de minerais primários facilmente intemperizáveis (reserva nutricional). São solos rasos, ou seja, raramente ultrapassam 1 m de profundidade e apresentam usualmente mudança textural abrupta. As limitações de uso relacionam-se à quantidade de pedras no horizonte superficial que pode dificultar o uso de mecanização agrícola e a suscetibilidade à compactação. Devido à mudança textural abrupta, são suscetíveis à erosão. Há também a limitação quanto à água disponível no solo, sendo maior em locais mais secos (clima semiárido).

Figura 1.3 - Luvissolo Crômico Órtico Abrúptico [P169: 294191m E/9465890 m N].

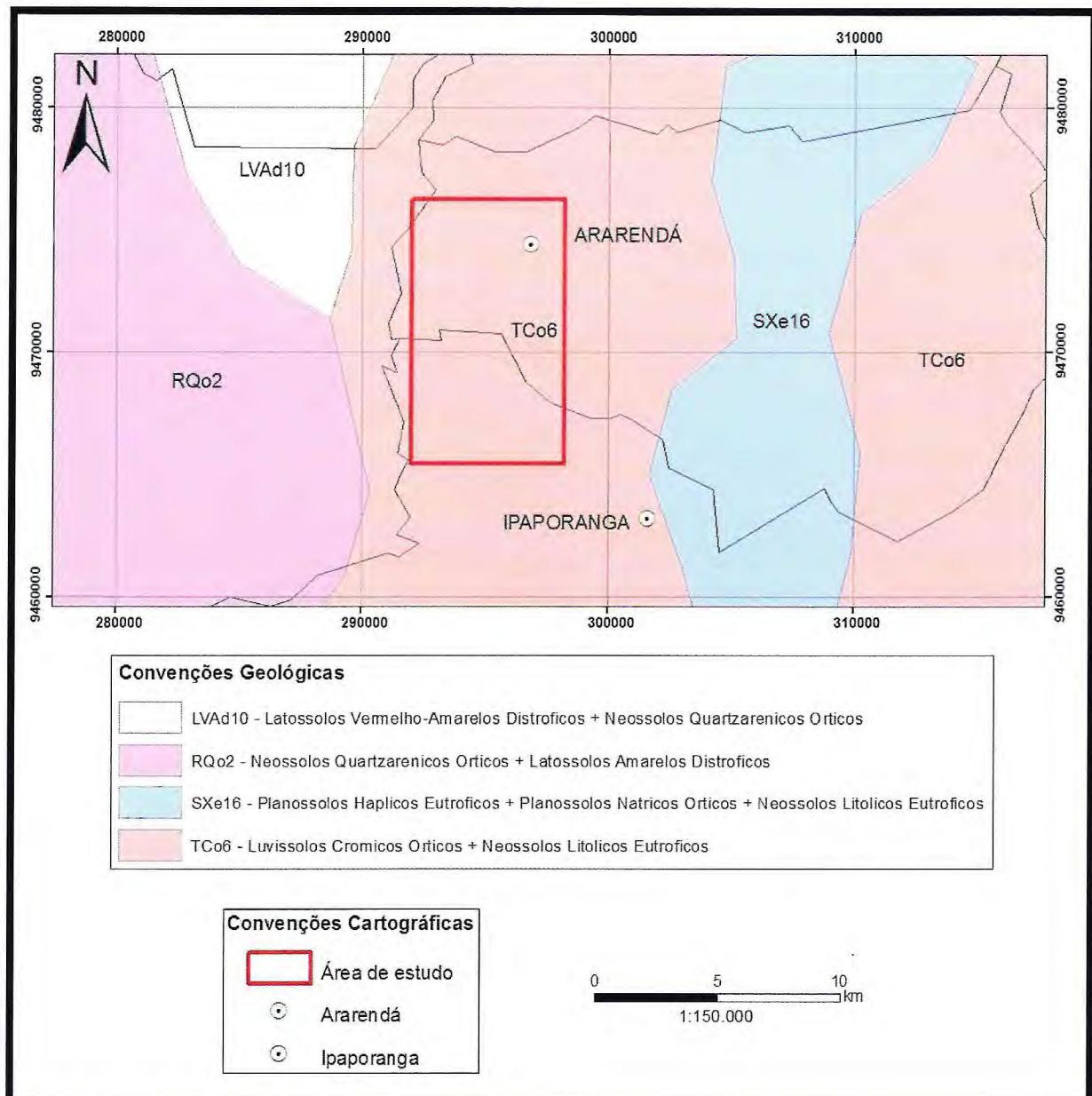


Fonte: Elaborada pelos autores.

- b) Neossolos Litólicos Eutróficos: compreendem solos rasos, onde geralmente a soma dos horizontes sobre a rocha não ultrapassa 50 cm, estando associados normalmente a relevos mais íngremes. As limitações ao uso estão relacionadas a pouca profundidade, presença da rocha e aos declives acentuados associados às áreas de ocorrência destes solos. Estes fatores limitam o crescimento radicular, o

uso de máquinas e elevam o risco de erosão. Sua fertilidade está condicionada à soma de bases e à presença de alumínio, sendo maior nos eutróficos e mais limitada nos distróficos e álicos. Os teores de fósforo são baixos em condições naturais.

Figura 1.4 - Mapa dos solos da região de Ararendá e Ipaporanga.



Fonte: Elaborada pelos autores.

1.6.2.3 Vegetação

A vegetação da região é representada por duas principais unidades fitoecológicas: caatinga arbustiva aberta e floresta caducifólia espinhosa (IPECE, 2009).

- a) Caatinga Arbustiva Aberta: caracterizada por arbustos e árvores de pequeno porte (10 m), cujas folhas caem totalmente no período seco, sendo marcados por caules retorcidos e esbranquiçados. As espécies mais frequentes são jurema, catingueira, sabiá, mameleiro-preto, entre outras.
- b) Floresta Caducifólia Espinhosa: caracterizada por arbustos e árvores de aspecto seco e de folhas pequenas, que perdem suas folhas em períodos de estiagem. Exibem caules retilíneos e retorcidos e espinhosos, com raízes penetrantes e desenvolvidas. Pode ser também arbustiva, arbustivo-arbórea, arbóreo-arbustiva e arbórea.

Figura 1.5 - Vegetação típica da região, caracterizado por árvores de pequeno a médio porte com perda das folhas em períodos de estiagem [P175: 293937 m E/9467798 m N].



Fonte: Elaborada pelos autores.

1.6.2.4 Hidrografia

A região está inserida na bacia hidrográfica do Parnaíba, marcada por uma hidrografia do tipo intermitente sazonal exorréica, com um padrão de drenagem primário

predominantemente dendrítico e um secundário e menos representativo, o paralelo, nas áreas sedimentares.

As águas superficiais são aquelas acumuladas em barramentos de rios e riachos com reservatórios de maior porte. Devido às altas temperaturas na região, ocorrem altas taxas de evaporação dada à insolação presente que é recorrente durante o ano todo.

As águas subterrâneas são muito limitadas e devido à alta permeabilidade do solo, o reabastecimento dos lençóis subterrâneos é feito basicamente pelas águas de origem pluvial. As exceções são em regiões que possuem fissuras ou falhas geológicas, que facilitam a infiltração e formação de reservas subterrâneas maiores, e as regiões aluvionares que, por serem áreas de deposição de sedimentos, facilitam a infiltração, formando reservas subterrâneas, e é onde, em geral, há maior quantidade de perfuração de poços profundos.

A diferenciação ocorre apenas nas áreas sedimentares do Planalto da Ibiapaba, onde a infiltração das águas pluviais apresenta maior porte, gerando pequenos aquíferos com uma maior capacidade de reserva hídrica subterrânea.

1.7 Geomorfologia

A região compreende áreas da Depressão Sertaneja e Planaltos sedimentares. As primeiras se desenvolvem no domínio dos terrenos pré-cambrianos, onde a região se mostra bastante aplainada e dissecada, com desnível topográfico que chega até 400 metros (Figura 1.6). Quando os níveis de altimetria são superiores a 300 metros, a dissecação da morfologia encontra-se mais notável, separando bem as áreas interfluviais das áreas mais colinosas e montanhosas e coloca também a mostra as ondulações e áreas tabuliformes que compreendem o terreno. Na Depressão Sertaneja ocorrem ainda, áreas de pedimentos que se estendem desde a base dos maciços residuais, dos planaltos sedimentares e dos inselbergs.

Maciços residuais, de pequeno a médio porte, também são observados na região, apresentando-se como compartimentos isolados em meio à Depressão Sertaneja com encostas de declives acentuados. Na área de estudo, estão representados pela Serra do Picote, formado por rochas graníticas e com desnível topográfico variando de 425 metros a 450 metros.

Figura 1.6—Morros de até 400 metros em meio a um terreno aplainado [P080: 295001m E/9471504m N].



Fonte: Elaborada pelos autores.

No domínio dos planaltos sedimentares tem-se o Planalto da Ibiapaba, caracterizado por um relevo do tipo *Cuesta*; com forma dissimétrica e frente assemelhando-se a um extenso paredão reproduzindo uma escarpa muito íngreme. Possui direção Norte-Sul e apresenta altitudes variando de 450 a 900 m.

Figura 1.7 – Controle geobotânico observado na região, onde atenta-se a vegetação delimitando os contatos entre o embasamento e a Bacia do Parnaíba [P147: 295149m E/9466260m N].



Fonte: Elaborada pelos autores.

2. GEOLOGIA REGIONAL

A área de estudo está inserida no Complexo Tamboril-Santa Quitéria, pertencente ao Domínio Ceará Central (DCC), que compõe o Domínio Setentrional da Província Borborema (PB) (Almeida *et. al.*, 1981).

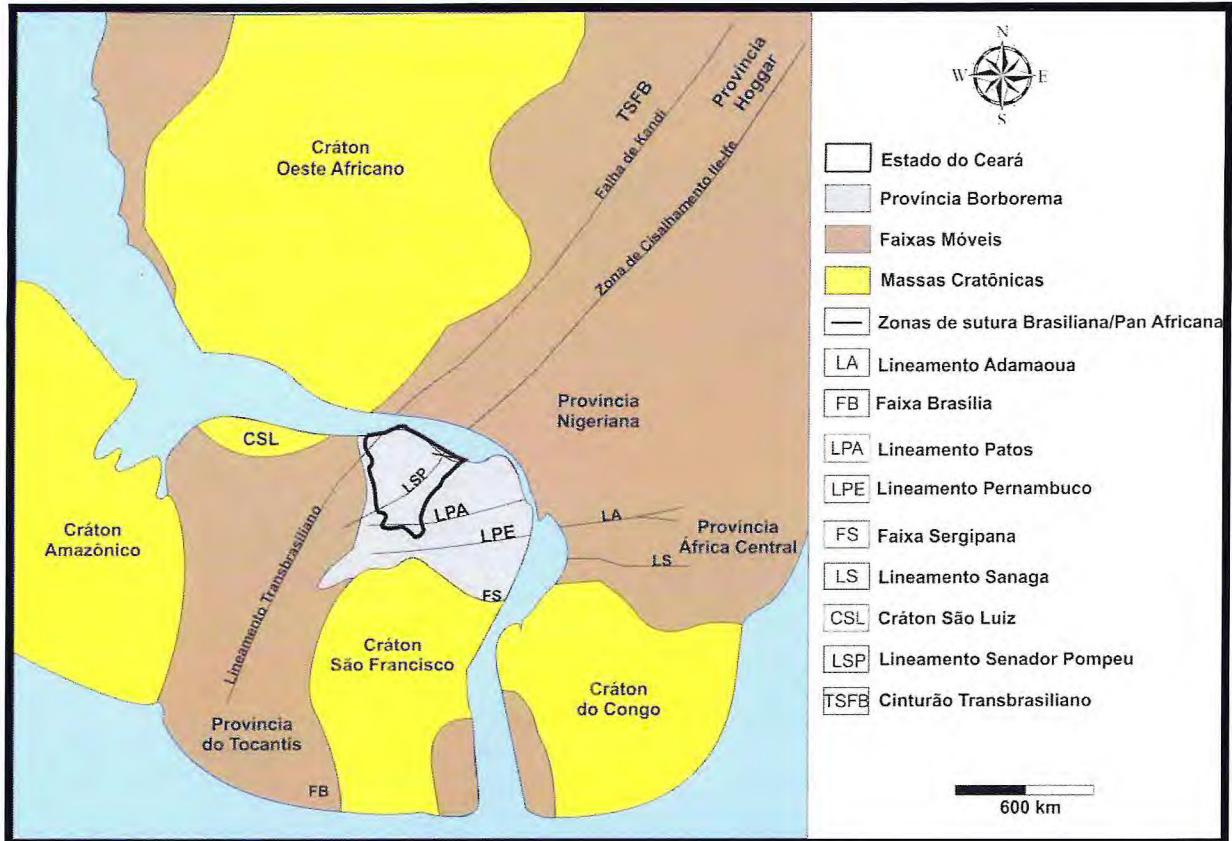
2.1 Província Borborema

A Província Borborema, compreendendo uma vasta região de idade pré-cambriana com aproximadamente 450.000 km² (Almeida *et. al.*, 1977), é um mosaico de porções de embasamento, micro-continentes e faixas orogênicas do Arqueano ao Neoproterozoico separadas por zonas de cisalhamento transcorrente e de empurrão.

Essa província é considerada como parte integrante do extenso sistema orogênico Brasiliiano/Pan-Africano gerado a partir convergência dos cráttons Amazônico, São Luiz-Oeste Africano e São Francisco-Congo durante o Neoproterozoico e responsável pelo amálgama do Gondwana Ocidental (Osako *et. al.*, 2011) (Fig. 2.1).

As principais assembleias petrotectônicas entre as regiões cratônicas envolvidas na colisão são representadas por associações litológicas de margens passivas, arcos juvenis, arcos continentais tardios e sequências sin-orogênicas. Os detritos da erosão das montanhas resultantes da colisão no orógeno Brasiliiano estão atualmente documentados em bacias molássicas e do tipo *foreland*, cujo final da atividade orogenética é datado em 540-500 Ma, com base nos granitoides pós-colisionais dispostos ao longo do orógeno (Ganade de Araujo, 2014).

Figura 2.1 – Reconstrução de parte do Gondwana Oeste.



Fonte: Modificado de Amaral, 2007.

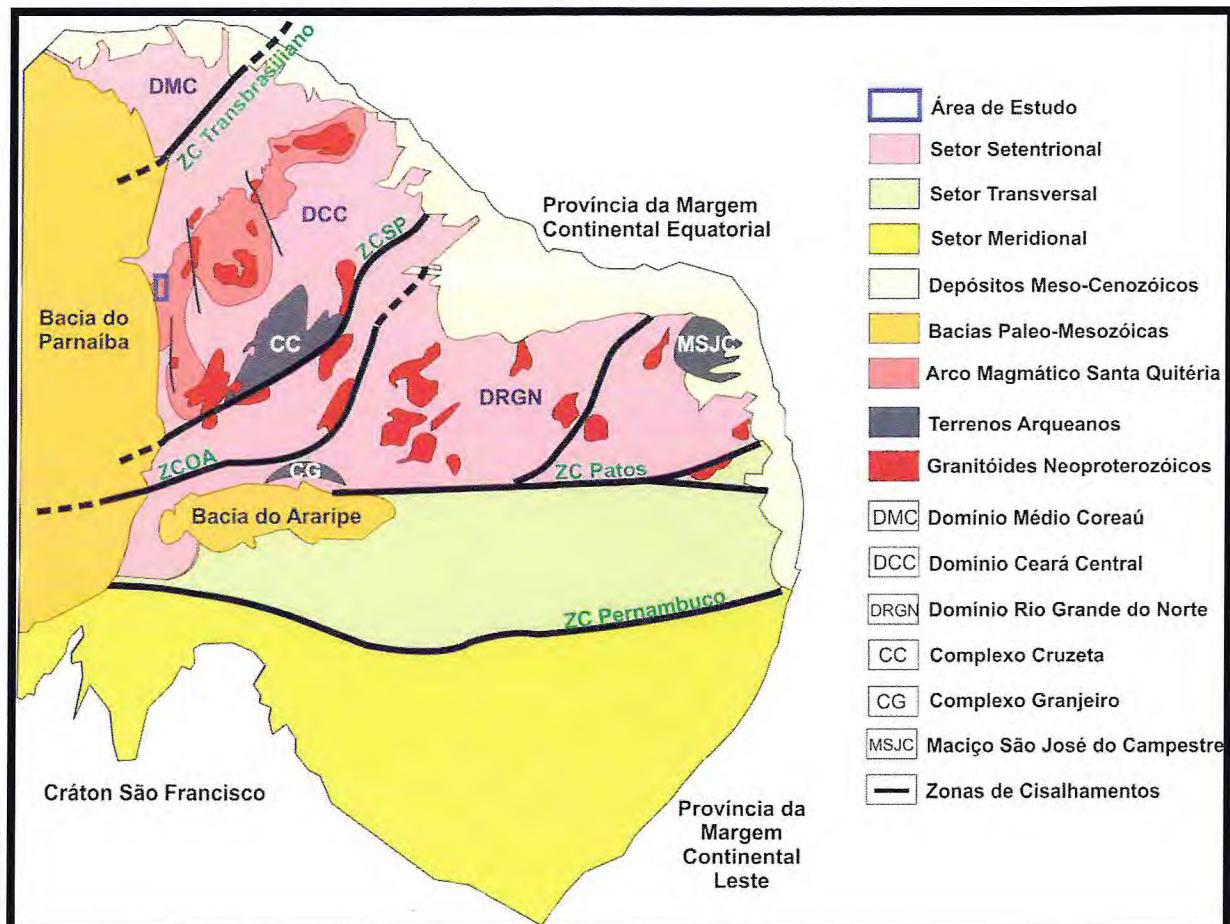
A atuação da Orogênese Brasiliana/Pan-Africana na Província Borborema está caracterizada pelo desenvolvimento de extensas zonas de cisalhamento transcorrente e pelo intenso magmatismo granítico (Almeida *et. al.*, 1981). Na rede de zonas de cisalhamento, as maiores correspondem aos chamados lineamentos Patos, Pernambuco e o Lineamento Sobral Pedro II. Os dois primeiros são gerados por movimentação transcorrente de direção geral em torno de E-W, e o terceiro de direção NE-SW, tendo extensão de várias centenas de quilômetros e largura de até mais de uma dezena de quilômetros. Os dois primeiros limitam a Província Borborema em três grandes blocos ou domínios tectônicos (Van Schmus *et. al.*, 1995):

- Domínio Setentrional: localizado a norte do Lineamento Patos;
- Domínio Transversal: situado entre o Lineamento Patos, a norte e o Lineamento Pernambuco, a sul;
- Domínio Meridional: localizado a sul do Lineamento Pernambuco, que se prolonga até o limite com o Cráton São Francisco.

Baseado em assinaturas crustais de Nd e diferenças de idades U-Pb, Brito Neves *et al.*, (2000), a subdividiram em domínios crustais menores, e o Domínio Setentrional foi subdividido em:

- Domínio Médio Coreaú (DMC): limitado a sul pelo lineamento Transbrasiliano, também conhecido como Sobral-Pedro II;
- Domínio Ceará Central (DCC): localizado entre os lineamentos Transbrasiliano e Senador Pompeu;
- Domínio Rio Grande do Norte (DRGN): limitado pelos lineamentos Senador Pompeu e Patos.

Figura 2.2 - Esboço geológico regional da Província Borborema.

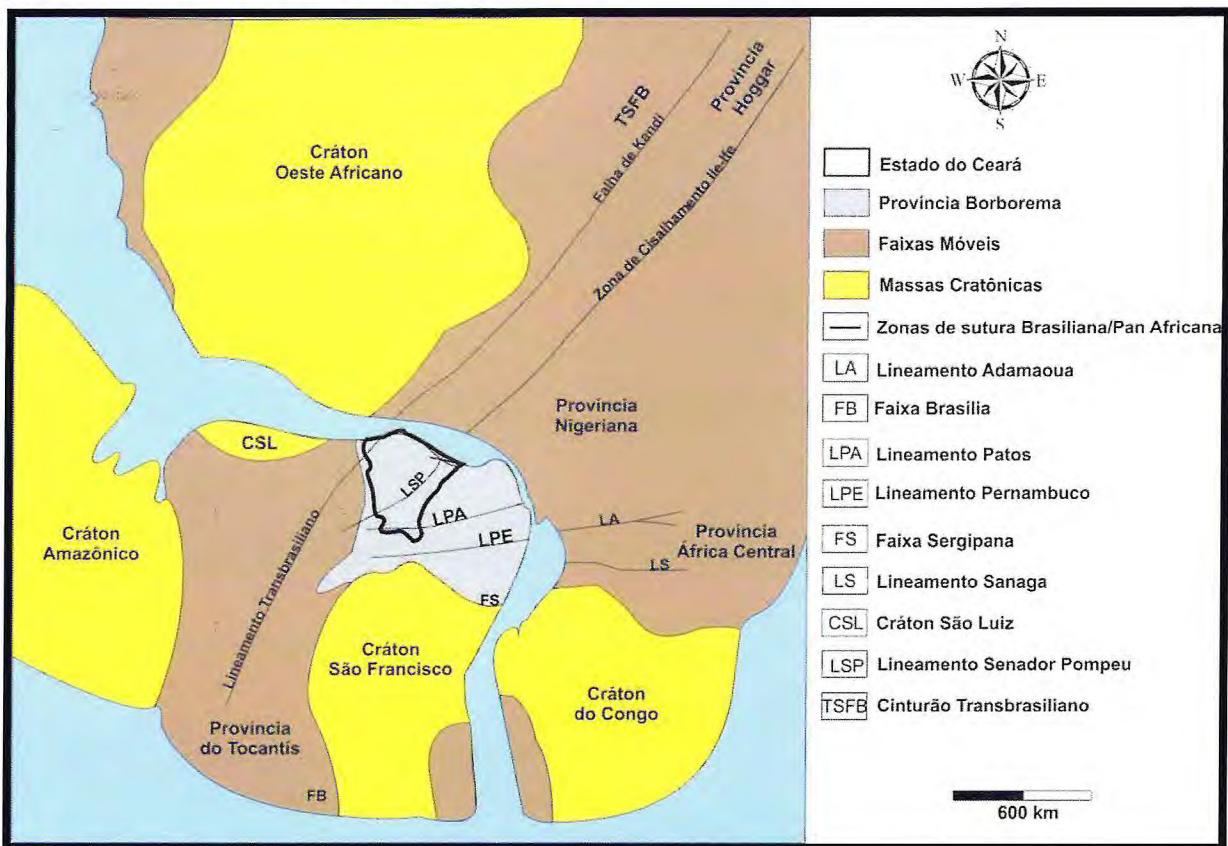


Fonte: Modificado de Amaral, 2010.

2.1.1 Domínio Ceará Central

O Domínio Ceará Central (DCC), onde está incluída a área de estudo, é a mais extensa unidade geotectônica da porção norte da Província Borborema, cobrindo cerca de 60% do território do Estado do Ceará. É limitado a noroeste pela zona de cisalhamento Sobral-Pedro

Figura 2.1 – Reconstrução de parte do Gondwana Oeste.



Fonte: Modificado de Amaral, 2007.

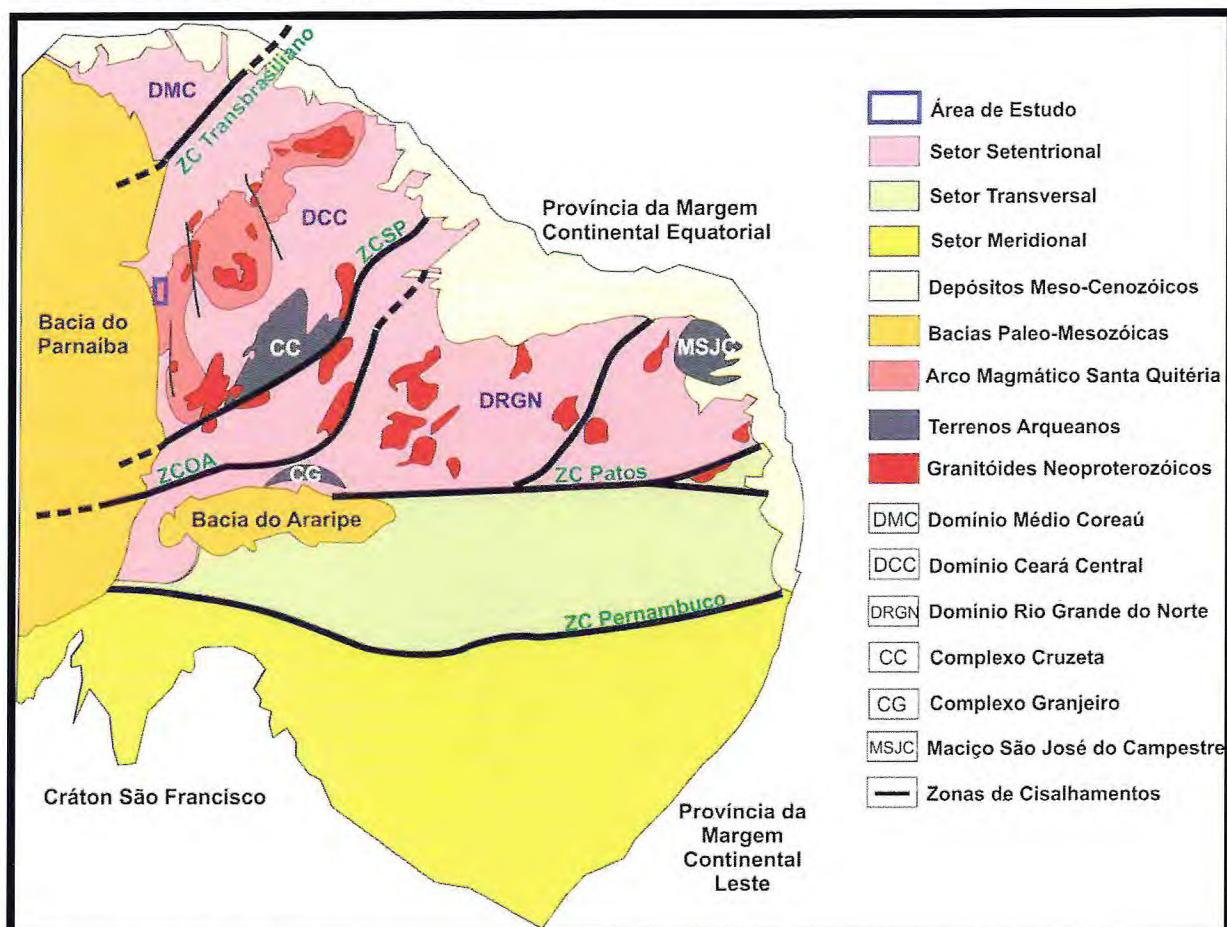
A atuação da Orogênese Brasiliana/Pan-Africana na Província Borborema está caracterizada pelo desenvolvimento de extensas zonas de cisalhamento transcorrente e pelo intenso magmatismo granítico (Almeida *et. al.*, 1981). Na rede de zonas de cisalhamento, as maiores correspondem aos chamados lineamentos Patos, Pernambuco e o Lineamento Sobral Pedro II. Os dois primeiros são gerados por movimentação transcorrente de direção geral em torno de E-W, e o terceiro de direção NE-SW, tendo extensão de várias centenas de quilômetros e largura de até mais de uma dezena de quilômetros. Os dois primeiros limitam a Província Borborema em três grandes blocos ou domínios tectônicos (Van Schmus *et. al.*, 1995):

- Domínio Setentrional: localizado a norte do Lineamento Patos;
- Domínio Transversal: situado entre o Lineamento Patos, a norte e o Lineamento Pernambuco, a sul;
- Domínio Meridional: localizado a sul do Lineamento Pernambuco, que se prolonga até o limite com o Cráton São Francisco.

Baseado em assinaturas crustais de Nd e diferenças de idades U-Pb, Brito Neves *et al.*, (2000), a subdividiram em domínios crustais menores, e o Domínio Setentrional foi subdividido em:

- Domínio Médio Coreaú (DMC): limitado a sul pelo lineamento Transbrasiliano, também conhecido como Sobral-Pedro II;
- Domínio Ceará Central (DCC): localizado entre os lineamentos Transbrasiliano e Senador Pompeu;
- Domínio Rio Grande do Norte (DRGN): limitado pelos lineamentos Senador Pompeu e Patos.

Figura 2.2 - Esboço geológico regional da Província Borborema.



Fonte: Modificado de Amaral, 2010.

2.1.1 Domínio Ceará Central

O Domínio Ceará Central (DCC), onde está incluída a área de estudo, é a mais extensa unidade geotectônica da porção norte da Província Borborema, cobrindo cerca de 60% do território do Estado do Ceará. É limitado a noroeste pela zona de cisalhamento Sobral-Pedro

II (Lineamento Transbrasiliano) e a sudeste pela zona de cisalhamento Senador Pompeu (ZCSP), sendo encoberto a SW-W pelos sedimentos da Bacia do Parnaíba (Amaral, 2007).

Arthaud *et. al.*, (2008) dividem o Domínio Ceará Central em cinco conjuntos litotectônicos: embasamento policíclico, supracrustais proterozoicas, complexo ígneo-anatético, granitogenese pós-colisional e bacias tardi-brasilianas.

2.1.1.1 Embasamento Policíclico

O embasamento do Domínio Ceará Central (DCC) possui idades arqueanas/paleoproterozoicas, e está subdividido em três unidades: Complexo Cruzeta, Suíte Madalena e Unidade Algodões. Os terrenos de idade arqueana estão representados pelo Complexo Cruzeta, que aflora na porção sudeste do DCC, sendo balizado a leste pela Zona de Cisalhamento Senador Pompeu e a oeste e a norte pelos gnaisse do embasamento Paleoproterozoico, que afloram na região de Madalena até Choró (Amaral, 2008).

O Complexo Cruzeta, com idades U-Pb arqueanas variando entre 2,65 e 3,27 Ga (Arthaud, 2007) representa um complexo gnaisse migmatítico, constituído por gnaisse ortoderivados de composições variadas, com predomínio de bandas tonalíticas/granodioríticas sobre bandas graníticas. Apresentam bandamento sub-horizontal e condições de metamorfismo do fácies anfibolito alto, com frequentes feições de migmatização. São comuns *boudins* de rochas básicas e ultrabásicas e fragmentos de formações ferríferas bandadas.

A Suíte Madalena é composta por um contíguo de corpos intrusivos no Complexo Cruzeta, de composição tonalítica, diorítica e quartzo-diorítica. Apresenta idade U-Pb de ca. 2,2 Ga (Martins *et. al.*, 1998) e idades modelo T_{DM} entre 2,3 e 2,45 Ga, com $\varepsilon_{Nd}(t)$ geralmente pouco positivo ou negativo indicando tratar-se de rochas juvenis com leve contaminação crustal (Arthaud, 2007).

A Unidade Algodões é composta de rochas supracrustais constituída essencialmente de rochas anfibolíticas com leucognaisses, quartzitos micáceos, metagrauvacas, metarcósios e raras calcissilicáticas. As rochas foram submetidas a metamorfismo do fácies anfibolito alto, sem fusão parcial (Arthaud, 2007).

Dentro do âmbito do Paleoproterozoico ocorrem ainda no Domínio Ceará Central uma série de associações gnáissicas migmatíticas, carentes de mapeamento geológico e de estudos geocronológicos, designadas como embasamento das supracrustais neoproterozoicas. Estas associações compreendem ortognaisses de composição tonalítica a granodiorítica, geralmente

metamorfizados em fácies anfibolito de alta temperatura com condições variáveis de migmatização e rara contraparte sedimentar (Cavalcante *et. al.*, 2003). Idades U-Pb para essa associação giram entre 2,11 e 2,19 Ga com idades modelo T_{DM} entre 2,42 e 2,48 Ga (Hackspacher *et. al.*, 1990; Fetter, 1999; Castro, 2004).

2.1.1.2 *Supracrustais proterozóicas*

As sequencias supracrustais neoproterozoicas ocorrem principalmente bordejando o Complexo granito-migmatítico Tamboril-Santa Quitéria. São várias sequências, agrupadas sob a denominação de Complexo Ceará, que apresentam, em determinados casos, características litológicas e assinaturas radiocronológicas diversas, entretanto, com suas relações ainda não totalmente elucidadas (Arthaud, 2007). Estas sequencias apresentam, frequentemente, paragêneses de alta pressão e alta temperatura, características do fácies anfibolito alto a granulito, localmente com relictos de paragênese eclogítica, combinado com um distinto bandamento tectônico de baixo ângulo (Ganade de Araujo, 2014).

De um modo geral, a associação sedimentar original do Complexo Ceará abarca largos tratos psamíticos, psamo-pelíticos e pelíticos, associados ou não a sedimentação química. Ocorrências de anfibolitos representam provavelmente o magmatismo básico sin-sedimentar associado à deposição destes sedimentos (Castro, 2004, Arthaud, 2007). Recentemente, alguns estudos termobarométricos realizados sobre esses anfibolitos granatíferos indicaram registros de condições eclogíticas (Castro, 2004; Garcia, 2006, Santos *et. al.*, 2009).

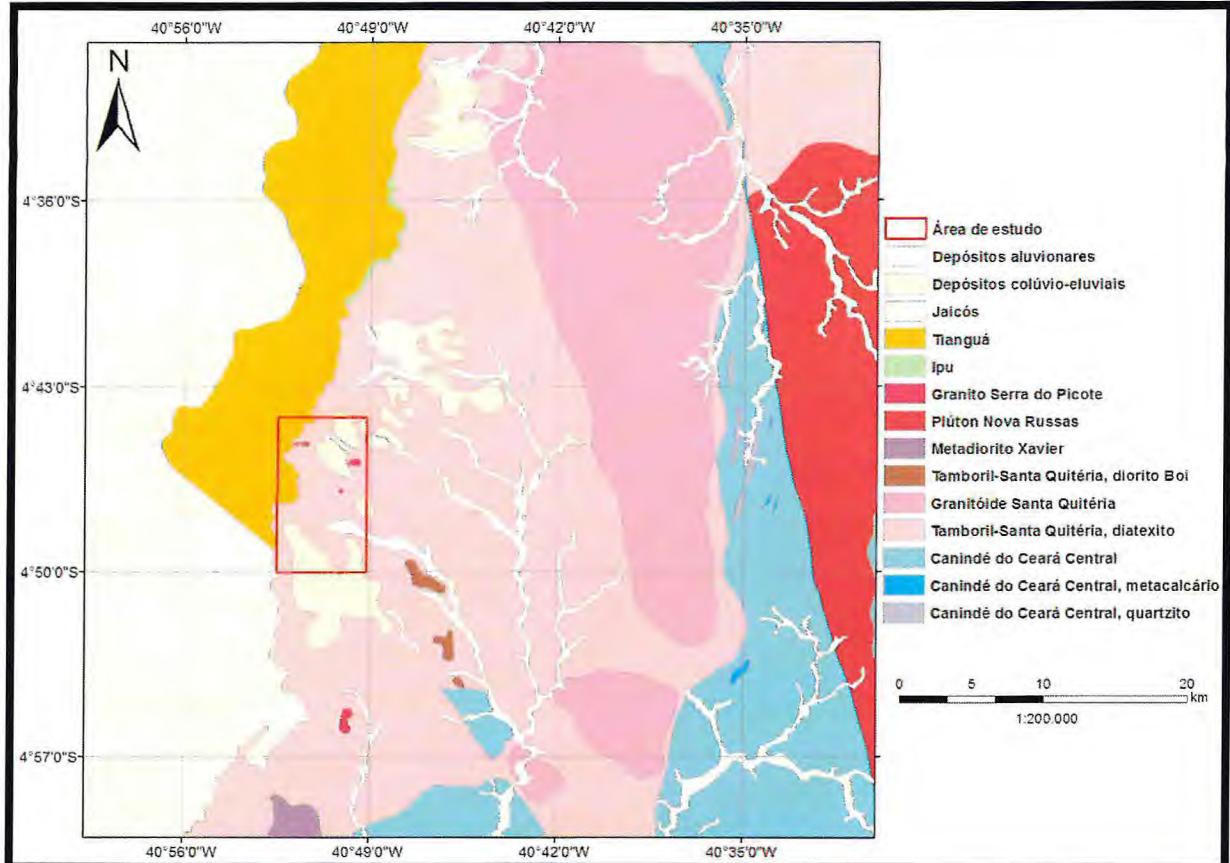
Arthaud (2007), ao datar pelo método U-Pb SHRIMP, zircões detriticos em metapelitos, obteve idade de sedimentação entre 850-750 Ma para a sequência QPC do Complexo Ceará. Para esse autor, esses dados geocronológicos associados a outros obtidos por vários autores ao longo da Província Borborema, são interpretados, como coligados ao rifteamento do embasamento arqueano/paleoproterozoico com posterior abertura oceânica.

Nesse contexto, o Complexo Ceará é interpretado como uma sequência de margem passiva associada à abertura de um oceano (em torno de 850 Ma) que, posteriormente, se fechou, envolvendo a sequência numa colisão continental responsável por sua deformação e metamorfismo (Arthaud *et. al.*, 2008).

Braga *et. al.*, (2011) realizaram o mapeamento, em escala 1:100.000, da Folha Ipueiras (SB-24-V-A-VI), detalhando uma área que abrange rochas dos complexos Canindé do Ceará, Tamboril-Santa Quitéria e do Grupo Serra Grande, onde observa-se com maior detalhe, as

variações litológicas da região estudada (Figura 2.3). A relação entre os litotipos mapeados durante o estudo e as descritas por Braga *et. al.*, (2013) será detalhada no capítulo seguinte.

Figura 2.3 - Mapa geológico da Folha Ipueiras.



Fonte: Modificado de Braga *et. al.*, 2013.

2.1.1.3 Complexo ígneo-anatético

O complexo ígneo-anatético é representado pelo Complexo Tamboril-Santa Quitéria (CTSQ). Este complexo consiste de um conjunto litológico que abrange gnaisses metatexíticos e diatexíticos, no sentido de Sawyer (2008) que variam de composição diorítica a granítica. Esparsos corpos degranitoides porfiríticos a equigranulares, mostrando claras relações intrusivas sobre os metatexitos e diatexitos e composição predominantemente granodiorítica a granítica, atestam que diversos pulsos magmáticos foram envolvidos no desenvolvimento deste complexo. O CTSQ está alinhado segundo a direção NE-SW, seccionado parcialmente a sul pela Zona de Cisalhamento Senador Pompeu e, no centro-norte pela Falha Groárias, cobrindo uma área de 40.000 km², representando significante parte dos complexos granitoides do Domínio Ceará Central. Fetter *et. al.*, (2003), interpretou o complexo como uma suíte magmática originada em ambiente de arco continental, com

sucessivos episódios magmáticos, ativos durante o Neoproterozoico (Ganade de Araujo, 2014).

Fetter (1999) obteve idade U-Pb entre 0,637 e 0,623 Ga e (T_{DM}) entre 0,86 a 1,92 Ga, com ε_{Nd} (600 Ma) variando entre -20 a +4, para os granitoides deformados do CTSQ, sugerindo uma fonte mista para a origem dos granitoides. Castro (2004) obteve idades U-Pb similares para estas rochas, variando entre 0,620 a 0,611 Ma.

A descoberta de retroeclogitos por Castro (2004) levou a uma interpretação divergente da discutida por Fetter (2003), em relação à posição da zona de subducção que teria dado origem ao Complexo Tamboril-Santa Quitéria. Com base no posicionamento geográfico desses retroeclogitos (a oeste do complexo), Castro (2004), sugere um sentido noroeste para o fechamento oceânico, já Fetter (2003), baseado na posição atual do Batólito e por anomalias gravimétricas positivas (Lesquer *et. al.*, 1984) propõem um sentido sudeste para o processo de subducção.

Santos *et. al.*, (2009) apresentam novos dados termobarométricos em rochas eclogíticas a oeste do CTSQ reforçando a teoria de uma subducção para leste-sudeste. O panorama atual mostra que estas rochas de alta pressão ocorrem, de maneira descontínua, circundando o CTSQ, sugerindo que o processo colisional pode ter envolvido zonas de alta pressão em ambos os lados do Complexo Tamboril-Santa Quitéria, em uma espécie de extrusão tectônica vertical, similares a estruturas de florespositivas. Alternativamente, modelos envolvendo duas ou mais subducções próximas também podem ser empregados a exemplo do modelo proposto por Caby (2003) na evolução neoproterozoica do escudo Hoggarno centro africano. Segundo Ganade de Araújo (2014), Caby acredita que o Complexo Tamboril-Santa Quitéria (independentemente de sua natureza) trata-se de uma unidade alóctone e, portanto, qualquer esforço atribuído à construção crustal desta região com base nos elementos associados ao Arco Magmático de Santa Quitéria (*e.g.* subducção a leste ou oeste da presente posição, arco, bacias marginais de *forearc*, *foredeep e/ou back arc*, prismas acrecionários) deve-se levar em consideração a aloctonia do mesmo.

2.1.1.4 Granitogênese pós-colisional

Granitos mais jovens que as porções integrantes do CTSQ, devem ser ressaltados. Eles estão representados pela: Suíte Quixadá-Quixeramobim, com idades U-Pb de 0,585 Ga (Almeida, 1999); e o granítóide Chaval (no Domínio Médio Coreaú) com idade U-Pb em monazita de 0,591 Ga (Fetter, 1999). O segundo, e mais jovem episódio, é representado por

uma série de corpos, no qual se destacam os corpos Mucambo, Meruoca, Barriga, Pagé, Serrote São Paulo e Complexo Anelar Quintas, com idades U-Pb variando entre 0,530 a 0,480 Ga (Castro, 2004, Fetter, 1999). A inter-relação tectônica entre esses episódios magmáticos ainda foi pouco explorada (Ganade de Araujo, 2014) necessitando de mais dados geocronológicos, possibilitando uma melhor análise dos processos tectônicos relacionados à geração destes magmas, bem como a história pós-colisional da cadeia.

2.1.1.5 *Bacias tardi-brasilianas*

Após a colisão neoproterozoica, sugere-se um período de colapso orogenético, devido à formação de um sistema extensional alojado preferencialmente sobre as zonas de cisalhamento tardias do escape colisional (Sistema Transbrasiliano), sendo representados pelos rifteamentos dos Jaibaras, Jaguapari, Cococci, São Julião e Raimundo Nonato. Este episódio, acompanhado de magmatismo, compreende corpos intrusivos com idades variando entre 0,53 a 0,48 Ga, assim como vulcanismo representado pelo enxame de diques Coreaú e pela Suíte de *sills* e diques Parapuí. Subsequentemente a este estágio mecânico inicia-se a fase termal de subsidência, em que se inicia a sedimentação da bacia intracratônica do Parnaíba (Oliveira & Mohriak, 2003).

O preenchimento das bacias extensionais inicia-se com depósitos caracterizados por rápidas variações na espessura e mudança de fácies, associados a espessos pacotes conglomeráticos e conformidades locais e inconformidades de variada extensão (Abreu *et. al.*, 1993, Oliveira & Mohriak, 2003). A Bacia de Jaibaras proporciona a melhor exposição desta sedimentação, sendo organizada estratigraficamente da base para o topo nas formações Massapê, Pacujá e Aprazível, como também a Suíte Parapuí.

2.1.2 *Bacia do Parnaíba*

Na Bacia do Parnaíba, a fase de subsidência termal inicia-se no Siluriano com a deposição das sequências basais do Grupo Serra Grande, provavelmente a partir de detritos oriundos do desmonte da cadeia neoproterozoica. Este grupo engloba as Formações Ipu, Tianguá e Jaicós, onde Góes e Feijó (1994) interpretam esses pacotes com deposição em ambientes fluvio-glacial e glacial, passando a transicional marinho e retornando as condições continentais. A área de ocorrência do pacote sedimentar do Grupo Serra Grande delimita a bacia em seus flancos nordeste, leste e sudeste. Apresenta uma notável quebra no relevo

regional com característica morfológica de *cuestas*. As maiores espessuras estão situadas a nordeste, particularmente sobre o sistema de zonas de cisalhamento Transbrasiliana, com adelgaçamento em direção a sul e sudeste (Santos & Carvalho, 2004).

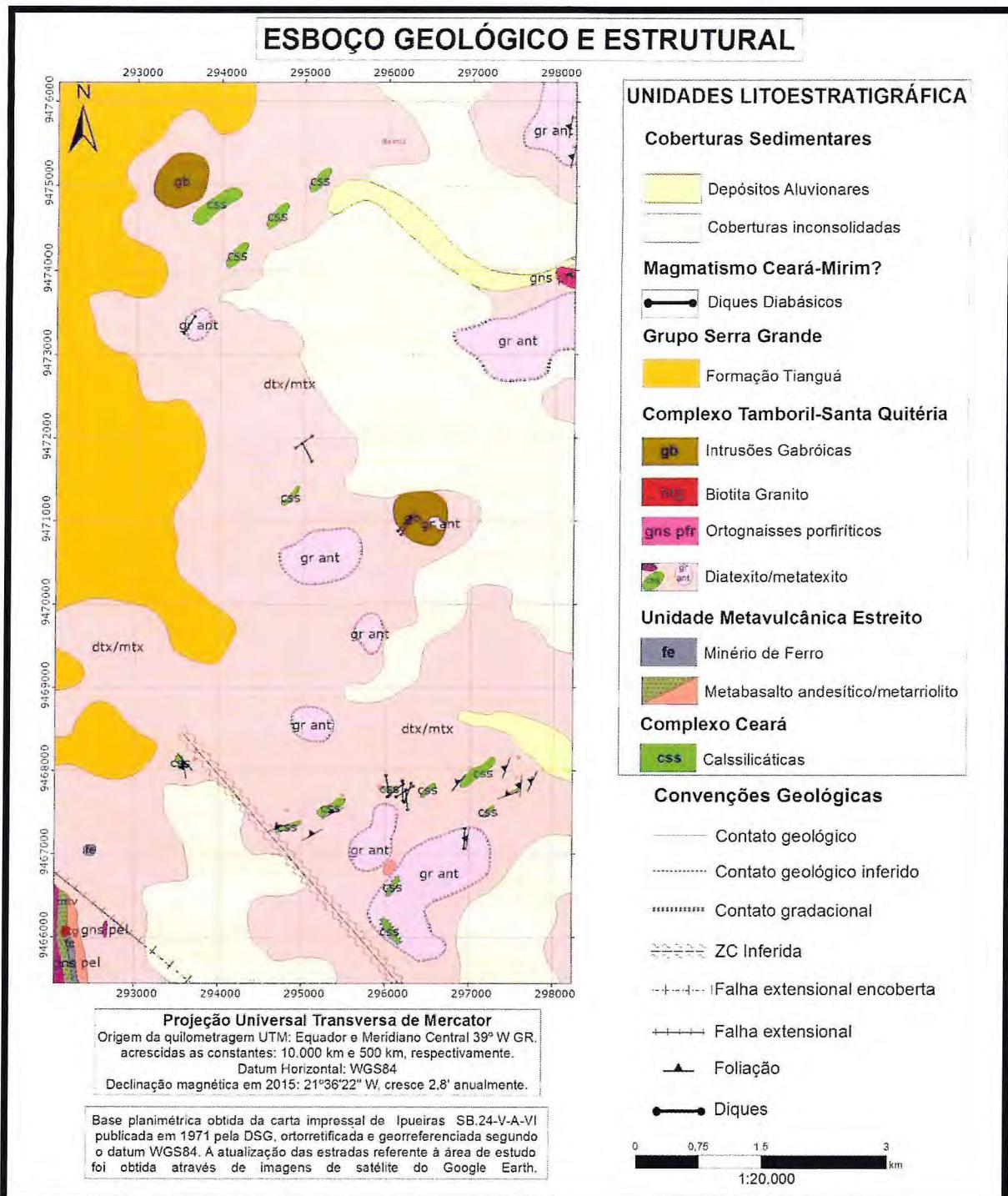
A geocronologia dessas bacias é baseada essencialmente em determinações Rb-Sr em rochas vulcânicas, portanto, ainda não se encontra bem definida. Parente *et. al.*, (2004) sugerem um intervalo entre 0,56-0,53 Ga para a deposição da sequencia inferior e 0,53-0,44 Ga para a sequencia superior.

3. GEOLOGIA LOCAL

A partir do mapeamento geológico, em escala de detalhe (1:20.000), foi possível discriminar diversas associações litológicas pré-cambrianas, algumas já identificadas em trabalhos anteriores, como rochas supracrustais de grau metamórfico variando de anfibolito médio a alto, compostas por rochas calcissilicáticas, paragnisses ou gnaisses calssilicáticos, migmatitos (e.g. Braga *et al* 2013) e outras que foram identificadas pela primeira vez, como uma agregação magmática (metarriolito-metabasalto-andesíticos), hospedeiras de importantes mineralizações de Fe-P, com ocorrências localizadas de cobre. Tais rochas encontram-se recortadas por granitoides de tamanho, forma, idade e composição distintas, e intrusões básicas, em forma de stocks e/ou diques. A associação metavulcânica foi denominada informalmente neste trabalho de Unidade Metavulcânica do Estreito, em alusão a sua principal área de ocorrência. A intrusão de alguns desses granitos gerou metamorfismo de contato nas rochas hospedeiras, que foi acompanhado por importante fase de hidrotermalismo potássico e sulfetação.

A organização desses tipos em unidades litoestratigráficas foi desenvolvida a partir de análise integrada de suas relações de campo, por meio de elementos estruturais e petrográficos, com tratamento de imagens de satélite e imagens aerogeofísicas. Baseou-se também em trabalhos anteriores, como os de Cavalcante *et. al.*, (2003); Arthaud (2007) e Braga *et. al.*, (2013). Assim, foram reconhecidas seis unidades litoestratigráficas, cuja distribuição e interrelações se encontram expostas na figura 3.1. A seguir tem-se a descrição, da base para o topo, dessas diferentes unidades.

Figura 3.1 - Esboço geológico e estrutural da área de estudo.



Fonte: Elaborado pelos autores.

3.1 Complexo Ceará

Sob esta denominação estão incluídas todas as rochas consideradas originalmente de natureza supracrustal encontradas na área, que incluem rochas calcissilicáticas, paragnaisses parcialmente migmatizados ou não, com idade atribuída ao Neoproterozoico (e.g. Arthaud 2007).

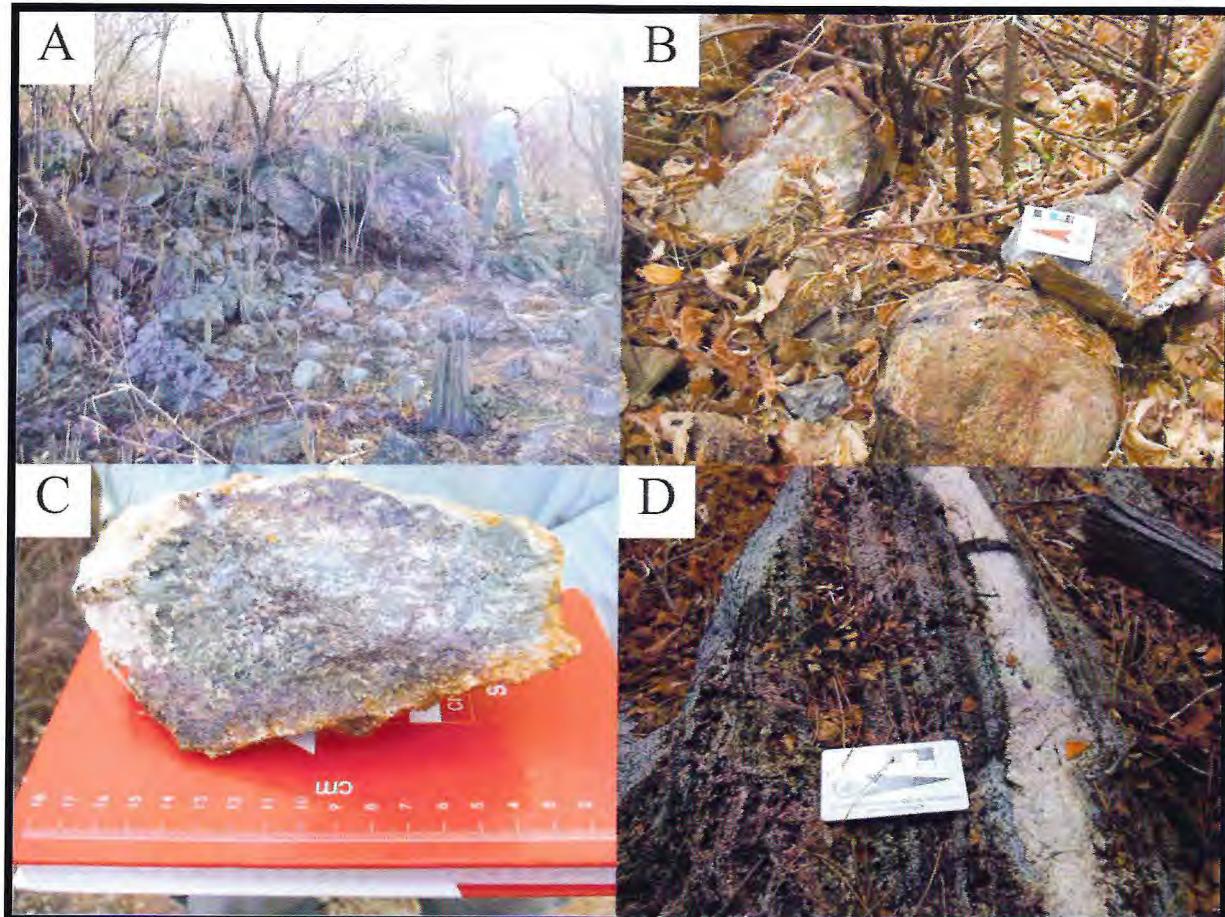
3.1.1 Calcissilicáticas

Ocorrem em toda área como blocos, principalmente em forma de corpos lenticulares, tabulares ou bolsões e comumente como seixos e matações (Fig. 3.2 a-b). Dados de campo e a assinatura gamaespectrométrica mostram que estas rochas se dispõem em um *strike* NE/SW, acompanhando a foliação regional em meio à diatexitos/metatexitos. São de granulação média a grossa, coloração verde escura com leitos esbranquiçados compostas por quartzo, plagioclásio, hornblenda, diopsídio, escapolita e k-feldspato. É comum nestas rochas feições de fusão e de segregação de minerais máficos, (anfibólios e piroxenios), ocorrendo em formas de lentes ou bolsões e que frequentemente são cortadas por faixas ou diques centimétricos de material leucocrático de composição quartzo-feldspáticos ou monzodioríticas a monzograníticas (Fig. 3.2c).

Afloram ocasionalmente com bandamento metamórfico bem desenvolvido, alternando faixas leucocráticas definidas por plagioclásio e k-feldspato, e com bandas esverdeadas representadas por anfibólio e clinopiroxenio. Quando ocorrem bandadas, apresentam se alternando leitos félsicos com leitos mais máficos, interpretadas como gnaisses calcissilicáticos (Fig. 3.2d).

A delimitação dessas unidades litológicas em campo foi auxiliada pelas imagens gamaespectrométricas que exibem tons amarelados, marcadas pelos canais de potássio dos granitoides e uranio das calcissilicáticas. Quando encontradas juntamente com o gабro, essas rochas têm assinaturas mais escuras. As imagens geofísicas sugerem também que estas rochas seguem a foliação regional, que em campo, é marcada por mega lentes ou *boudins* de escala métrica a decamétrica.

Figura 3.2 - a e b) Principal modo de ocorrência das calcissilicáticas em forma de blocos e variavelmente a segregação de anfibólios e piroxênios como lentes [P143: 295817m E/9467730m N], [P026: 293745m E/9474616m N]; c) Amostra de mão da calcissilicática [P026: 293745m E/9474616m N]; d) Gnaiss calssilicático exibindo com foliação principal exibindo faixa leucocrática de composição quartzo-feldspática [P082: 294912m E/9471393m N].



Fonte: Elaborado pelos autores.

3.1.2 Gnaisses pelíticos

Afloram próximo ao minério hematítico e as calcissilicáticas (acerca de 500 metros). Ocorrem em pequenos corpos classificados como granada-biotita gnaisses. São compostas por biotita, quartzo, feldspato, plagioclásio e granada. Possuem textura lepidogranoblástica com orientação sublinhada por lamelas de biotita e leitos difusos leucocráticos representados por plagioclásio e k-feldspato. Quanto sua origem, provavelmente está relacionada a variações composticionais de sedimentos (pacotes sedimentares mais aluminosos) em contexto semelhante aos das rochas calcissilicáticas (Fig. 3.3).

Figura 3.3 - Bloco de gnaisse pelítico, parcialmente migmatizado, apresentando mobilizados em faixas difusas leucocráticas de composição quartzo feldspáticas e pequenos cristais de granada dispersos [P097: 292766m E/9466111m N].



Fonte: Elaborado pelos autores.

3.2 Unidade Metavulcânica Estreito

Sob esta denominação informal estão as rochas metavulcânicas bimodais compostas por metabasaltos-andesíticos e metarriolitos encontradas no povoado do Estreito, município de Ipaporanga, por ocasião da realização deste trabalho. Tal associação se estende por 1,5 km de comprimento e exibe uma largura da ordem de 130 m, o que justifica sua individualização e denominação. Devido à inexistência de dados geocronológicos ainda não é possível posicioná-las cronoestratigraficamente com segurança dentro da coluna litoestratigráfica. Entretanto, como se encontram deformadas e metamorfisadas em fácies anfibolito baixo, e fortemente modificadas hidrotermalmente, optou-se neste trabalho em posicioná-las no Neoproterozoico. Tal associação encontra-se em meio à supracrustais do Complexo Ceará, o que nos leva a pensar que ambas poderiam ter se desenvolvido em uma bacia extensional do tipo *back arc*, considerando que esta associação está geologicamente localizada no domínio

ou na borda do Complexo Tamboril-Santa Quitéria, e que apresenta deformação e metamorfismo semelhante às associações litológicas encontradas no arco.

3.2.1 Metarriolito

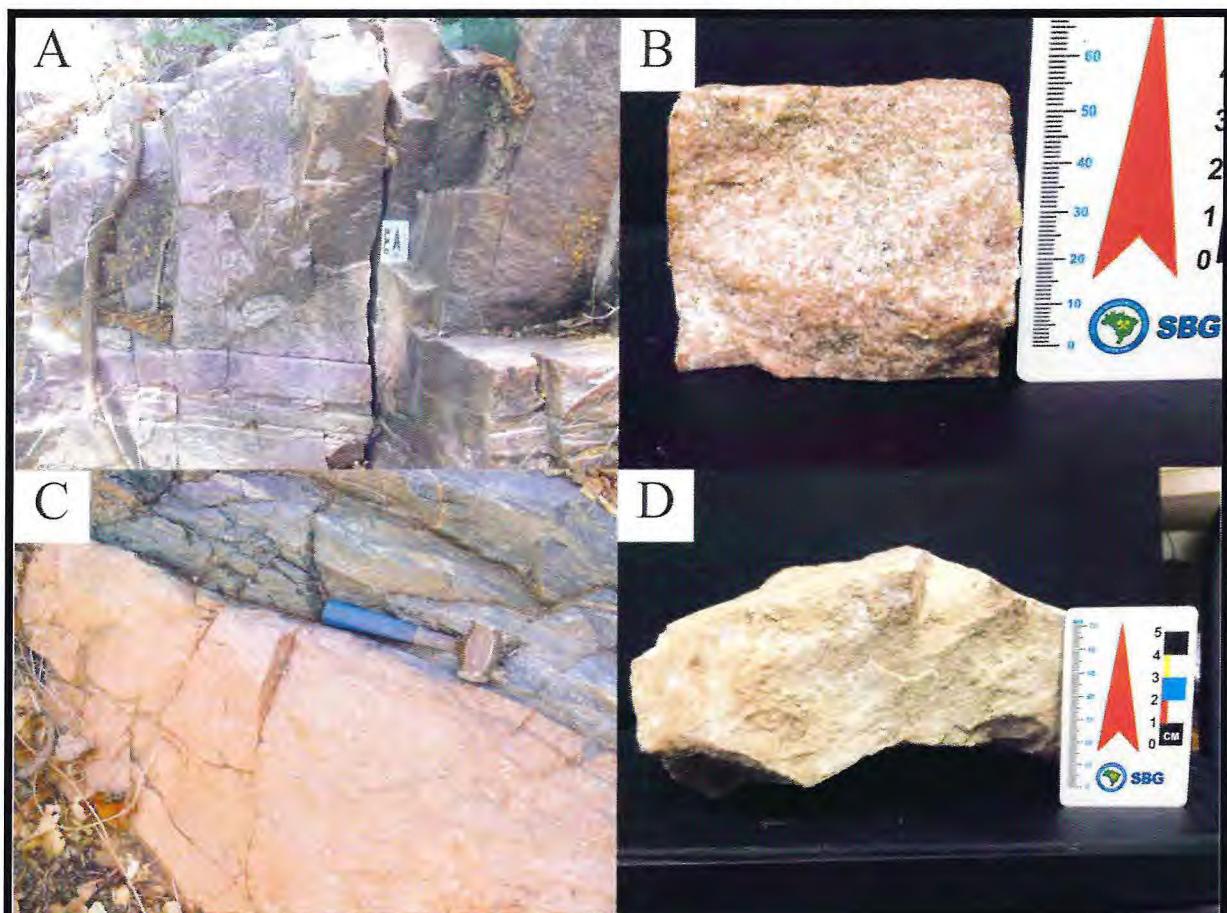
Afloram na porção sul da área com duas variações faciológicas que permitiram separá-las em dois tipos segundo seu modo de ocorrência e seu grau de alteração. Assim foram divididos em: metarriolitos com matriz argilitizada ocorrendo como intrusões rasas e alongadas (diques); e os metarriolitos recristalizados que afloram como lajados representando derrames subvulcanicos envolvendo o minério *stratabound*. Vale frisar que ambas não afloram juntas, mas acredita-se ser parte do mesmo evento geológico.

Os primeiros, mais hidrotermalizados, afloram como corpos pequenos e com espessura de 3 metros em formas de diques, seguindo *strike* NW/SE. Sua cor esbranquiçada e textura microporfírica, com matriz microcristalina, são atribuídas a argilitização imposta sobre os feldspatos transformando-os em caulim (Fig. 3.4d). Os poucos fenocristais que resistiram à alteração preservam sua estrutura primária.

Os metarriolitos, hospedeiros do minério do tipo *stratabound*, são corpos de maior expressão superficial que se estendem por 1,4 km, com espessura aproximadamente de 115m. Apresentam grau de alteração baixo em relação ao tipo anterior exibindo uma potassificação incipiente acompanhado de sericitização. Apresentam coloração rosa, com textura porfírica e matriz microcristalina, granulação fina a média compostos basicamente por plagioclásio (15%); quartzo (35%) e k-feldspato (35%), estes dois últimos, em maior quantidade como fenocristais (Fig. 3.4b).

A relação estreita do minério *stratabound* com o metafelsito é observada em seus contatos irregulares a retos com o metarriolito (Fig. 3.4c). Próximo à sua melhor exposição, que fica em uma drenagem, o litotipo exibe um padrão de fraturamento com duas orientações preferenciais NW/SE e NE/SW (Fig. 3.4a).

Figura 3.4 - a) Metarriolito rosado de granulação média, exibindo família de fraturas [P107: 292276m E/9466111m N]; b) Amostra de mão mostrando a granulação média com cristais equidimensionais [P257: 292165m E/9466252m N]; c) Metarriolito em contato subconcordante com metabasalto-andesítico, impregnado de óxido de ferro (protominério). Notar porções estiradas do vulcanito ácido injetadas no protominério, sugerindo um processo de mingling pré-deformacional [P106: 292195m E/9466028m N]; d) Riolito argilitizado exibindo matriz microcristalina praticamente sem fenocristais [P144: 295933m E/9467794m N].



Fonte: Elaborado pelos autores.

3.2.2 Metabasalto-andesítico

Afloram na área mineralizada em forma de lajedo, com espessura de 5 metros acompanhando o mesmo *strike* das rochas metarriolíticas. Assim como as metafélscas, essas rochas foram divididas de acordo com seu grau de alteração e singularidades texturais. Tendo-se, portanto: i) o metabasalto-andesítico foliado, com metassomatismo incipiente; e ii) o metabasalto-andesítico não bandado, fortemente metassomatizado. Ambas as feições hidrotermais, são observadas tanto em escalas de afloramento como em amostras de mão.

O primeiro tipo exibe microbandas (< 2mm) de espessura milimétrica, definidos pela predominância de níveis ricos em biotita cloritizada intercalados com níveis milimétricos,

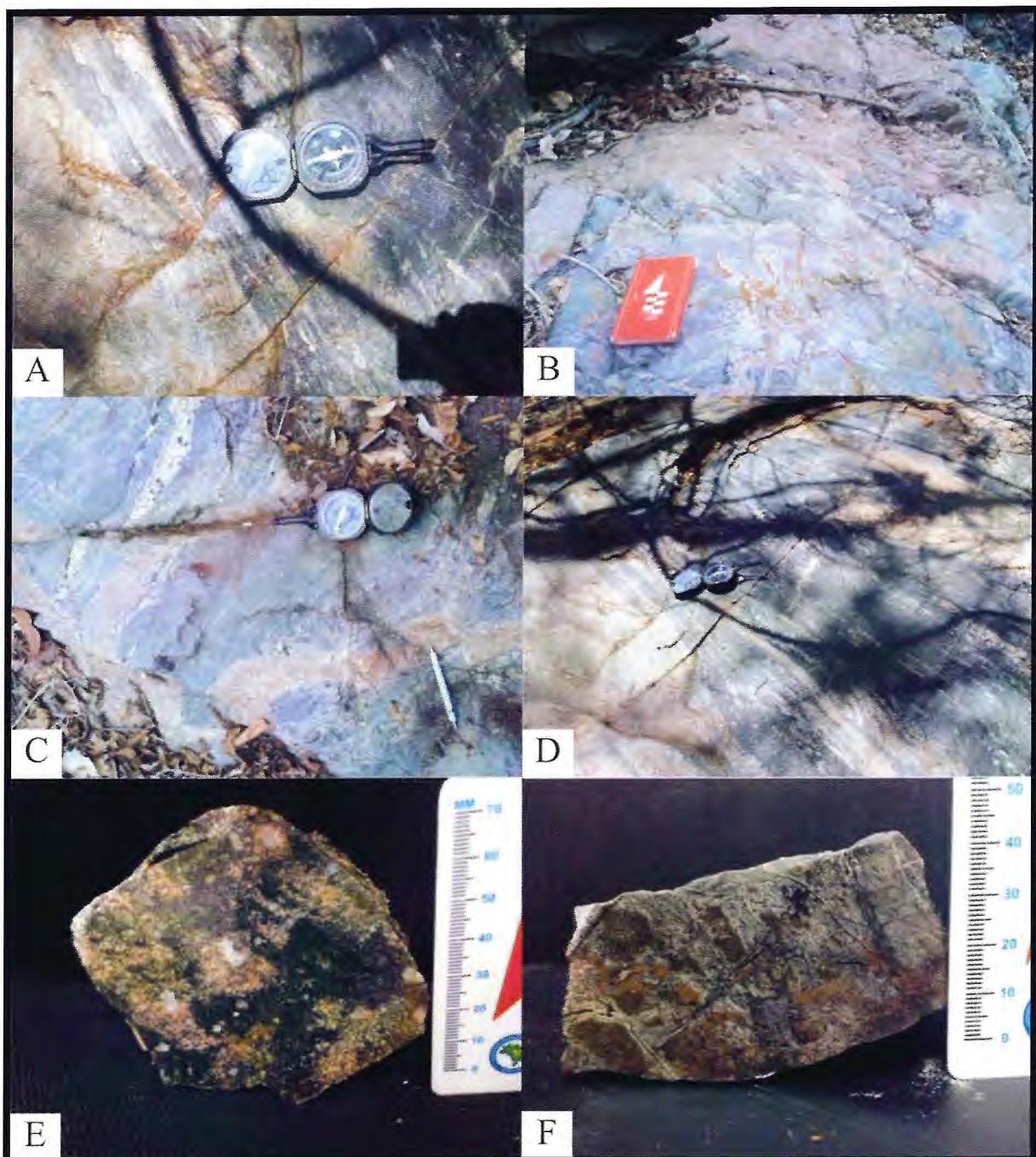
irregulares e descontínuos compostos por plagioclásio. São de cor cinza, mesocrática, subfanerítica, de granulação fina a média, magnetismo moderado, e composta por plagioclásio (>45 %), quartzo, biotita, clorita e k-feldspato neoformado. Titanita, ilmenita, magnetita, epídoto e apatita aparecem como acessórios. Em porções mais localizadas, encontram-se dobrados e apresentam contatos irregulares a sinuosos com o minério e a metavulcanica ácida (Fig. 3.5a-d).

O segundo tipo difere do primeiro pelo atuação do forte metassomatismo que modificou totalmente a textura e estrutura pretérica da rocha microbandada, resultando na neoformação de clorita, k-feldspato e quartzo, devido à ação de processos hidrotermais como propilitização, potassificação e albitização. A manifestação deste processo é revelada pela textura porfiroblastica, sublinhada por cristais de k-feldspato neoformados, e pela matriz afanítica de coloração esverdeada dominada por clorita (Fig. 3.5e-f).

São rochas melanocráticas, de granulação fina na matriz, e grossa nas porções potassificadas, pouco magnéticas, compostas por plagioclásio, quartzo, clorita e k-feldspato, com titanita, apatita, epídoto e carbonato como fases acessórias. A biotita é totalmente substituída pela clorita.

As feições hidrotermais, em ambas as rochas, são reflexo de alteração progressiva que variou de acordo com as relações espaciais e de contato destas rochas com o biotita granito. Ou seja, os efeitos mais significativos da alteração hidrotermal são encontrados próximos à rocha granítica. Isso é constatado em lâmina delgada onde a mineralogia encontrada na rocha bandada é totalmente substituída no matabasalto-andesítico não bandado.

Figura 3.5 - a) Metabasalto-andesítico com leitos cinza, bandamento milimétrico, hospedeiro do minério *stratabound*; b e c) A estreita relação temporal dos metabasalto andesíticos com os metarriolitos é observado nos contatos interdigitados exposto em forma de lajedo; d) Interdigitação da metabásica (em leitos mais claros) com o minério *stratabound* (leitos mais escuros); e) Amostra de mão de metabasalto-andesítico metassomatizado mostrando neoformação de k-feldspato (em rosa), carbonato (em branco) e matriz totalmente cloritizada; f) Metabasalto-andesítico metassomatizado sem geração de k-feldspato exibindo biotitas magnéticas (em marrom) [P106: 292195m E/9466028m N].



Fonte: Elaborado pelos autores.

3.3 Complexo Tamboril-Santa Quitéria

Representa a principal unidade litoestratigráfica da região, ocupando mais de 50% da área mapeada. É constituído basicamente por um complexo gnáissico-migmatítico, em que se destacam metatexitos/diatexitos (granitos de anatexia), refletindo diferentes estágios de fusão. Apresentando-se preferencialmente em forma de morros, por vezes sustentados por blocos, e com desnível topográfico na ordem de 35 a 50 metros, e lajados (Fig. 3.8a, c). Tais rochas estão variavelmente deformadas, cuja distribuição é muito ampla. Além desses tipos litológicos, são frequentes lentes de rochas calcissilicáticas e gnaisses pelíticos em porções menos migmatizadas, o que sugere que parte desses migmatitos podem ser tratados como produto de fusão de rochas supracrustais, embora não se exclua a possibilidade de haver também migmatitos oriundos de rochas ortoderivadas.

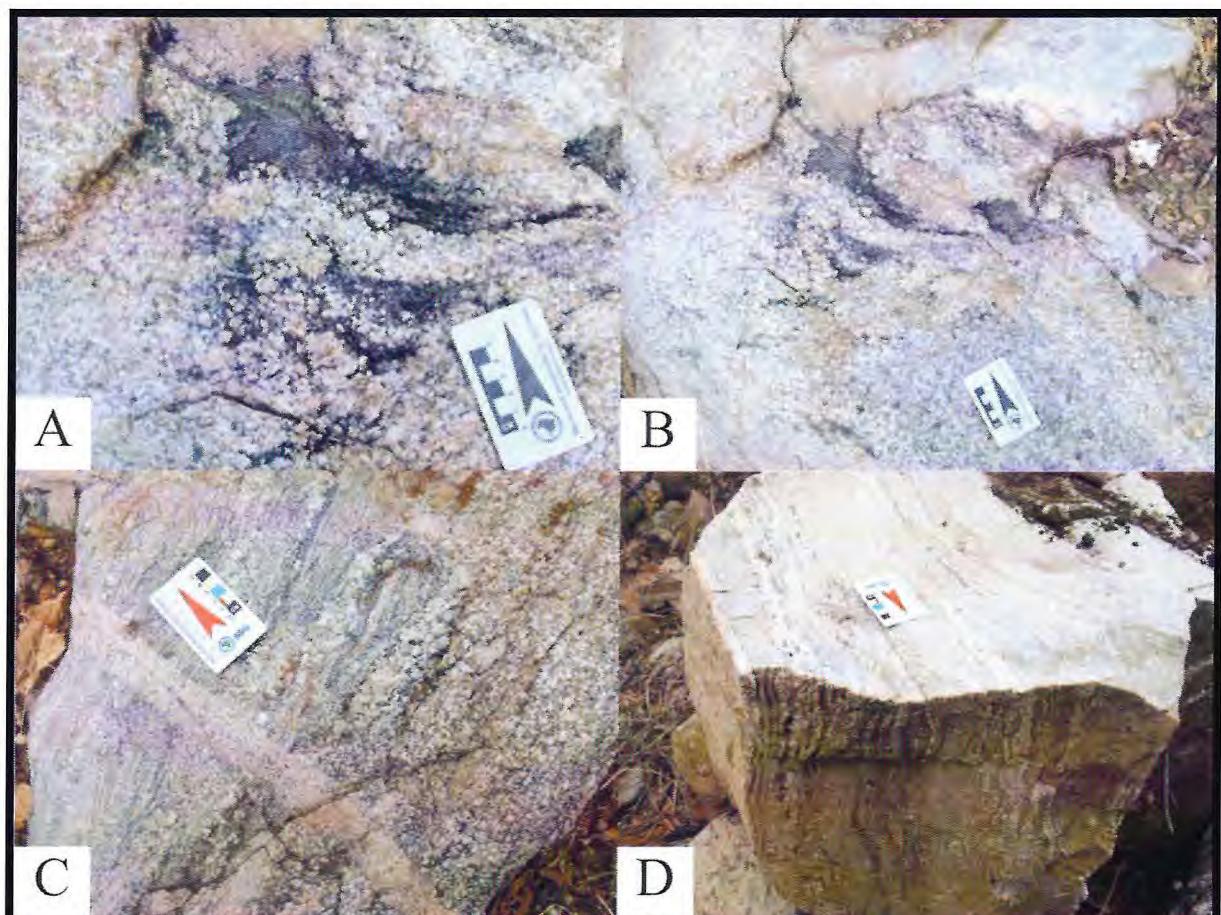
3.3.1 Diatexitos/Metatexitos

Os metatexitos são geralmente de composição granodiorítica e apresentam estruturas bandadas, tipo estromatolítica, marcadas por alternâncias de faixas leucocráticas compostas por plagioclásio, k-feldspato e quartzo, e faixas melanocráticas representadas por anfibólio e biotita (Fig 3.6d). Sua passagem para os diatexitos é progressiva, refletindo apenas uma maior taxa de fusão (Fig 3.7b). Os diatexitos possuem estruturas e texturas pré-fusão bastante obliteradas, comumente mais isotrópica, com estruturas nebulíticas (Fig 3.7c). São geralmente de composição monzogranítica, com mineralogia semelhante aos termos anteriores, mas com porcentagem maior de feldspato potássico. Apatita e titanita são acessórios comuns nos dois termos. Os agregados de minerais máficos microgranulares e/ou agregados restíticos são testemunhos de fusão parcial ou demonstram uma fase pós-magmática resultado das atividades de fluidos tardios (Fig 3.6a-b).

Ambos afloram dominantemente na parte central da área e seguem um *strike* grosseiramente N-S, com destaque aos granitos de anatexia, que dominam o leste da área (e.g. Granito Serra do Picote, como identificado por Costa *et. al.*, 2011).

A sudoeste e centro-norte, os migmatitos (metatexitos e diatexitos) são cortados por granitoides e corpos básicos pós brasilianos, marcados também frequentemente por uma rede de fraturas, e, mais a sul, são cortados por falhas e zonas de cisalhamento inferidas e encobertas.

Figura 3.6 – a e b) Segregação de minerais máficos definindo concentrações ou restitos de biotita e hornblenda em meio aos granitos de anatexia; c) Metatexitos com migmatização incipiente; d) Gnaisse hololeucocártico, parcialmente migmatizado, com mobilizados quartzo-feldspártico ao longo da foliação.

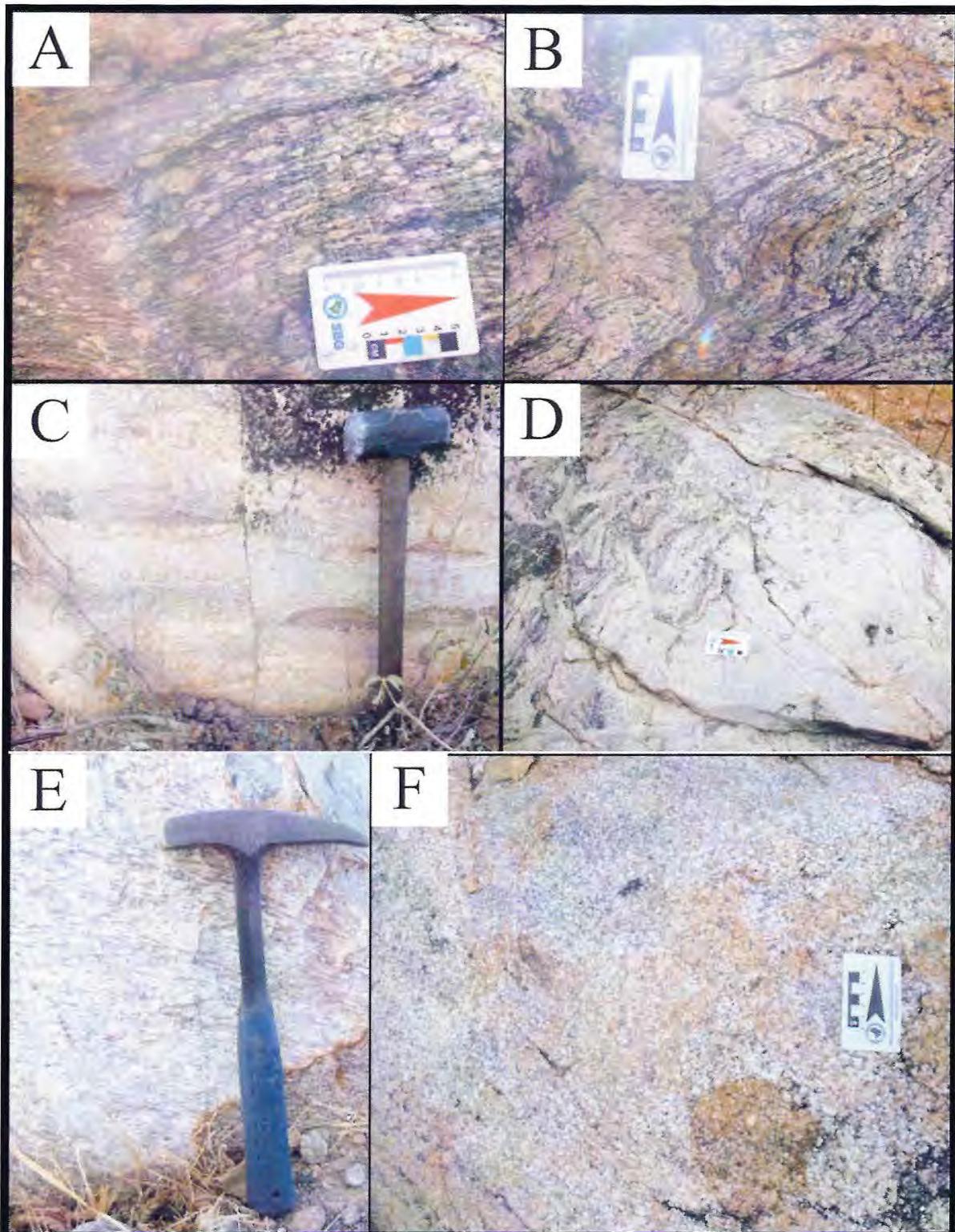


Fonte: Elaborado pelos autores.

Nas análises dos dados gamaespectrométricos, estes litotipos mostram comportamento radiométrico compatível com granitoides, caracterizando a parte central do mapa com tons predominantemente magenta a branco, marcando os canais de potássio e urânio dos granitoides e da cobertura sedimentar respectivamente.

Associado a esses termos diatexitos tem-se também alguns corpos porfiríticos, similar a *augen* gnaisse de cor rosa acidentada, exibindo granulação média a grossa, com bandamento incipiente, marcado pela alternância de bandas milimétricas quartzo-feldspáticas com bandas compostas por biotita. São constituídas por biotita, quartzo, plagioclásio e feldspato, este último definindo os “*augen*” (Fig 3.7a)

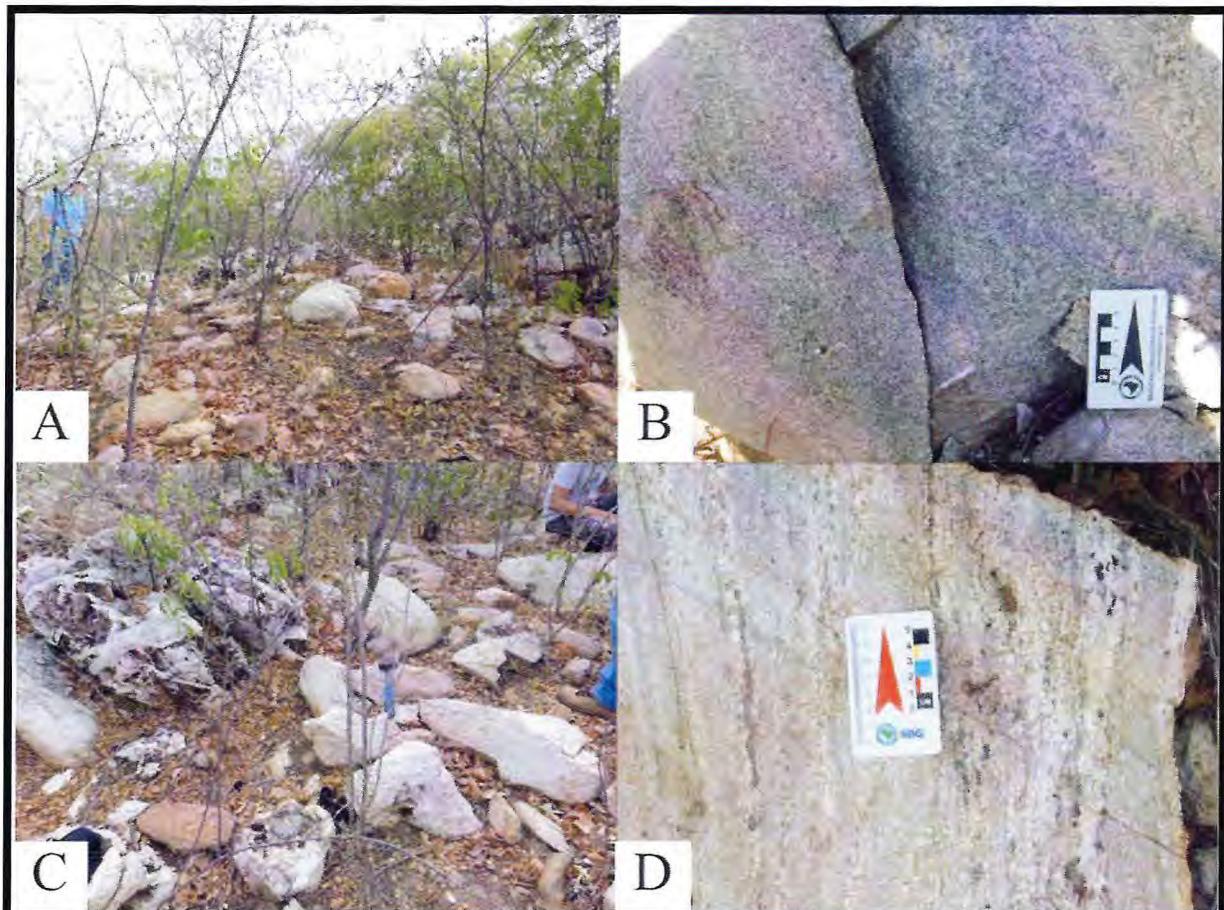
Figura 3.7 - a) Lineação mineral definida por k-feldspatos marcando a leve foliação estiramento mineral; b) Migmatização intensa com estruturas dobradas marcando a transição dos metatexitos para os diatexitos; c) Estágio transicional metatexitos/diatexitos com textura nebulíticas; d) Estrutura *schiliren* em meio ao neossoma apresentando leve rotação; e) Foliação marcada por orientação de cristais de k-feldspato e biotita; f) Diatexitos com textura fanerítica e enclaves microgranulares, testemunhando processo de fusão.



Fonte: Elaborado pelos autores.

A albitização e microclinização são as principais alterações encontradas nos diatexitos/metatexitos afetando os plagioclásios. Essas rochas são cortadas frequentemente por veios pegmatíticos e aplíticos quartzo-feldspáticos, tardios em relação ao pulso magmático principal, variando de 3 a 15 cm de espessura (Fig 3.6c).

Figura 3.8 – a) Blocos *in situ* de monzogranitos; b) Monzonito mesocrático holocrystalino, inequigranular; c) Blocos de granodiorito leucocrático a direita e, a esquerda, calcissilicáticas recortadas por veios quartzo feldspáticos; d) Granodiorito levemente bandado marcado por níveis descontínuos de plagioclásio.



Fonte: Elaborado pelos autores.

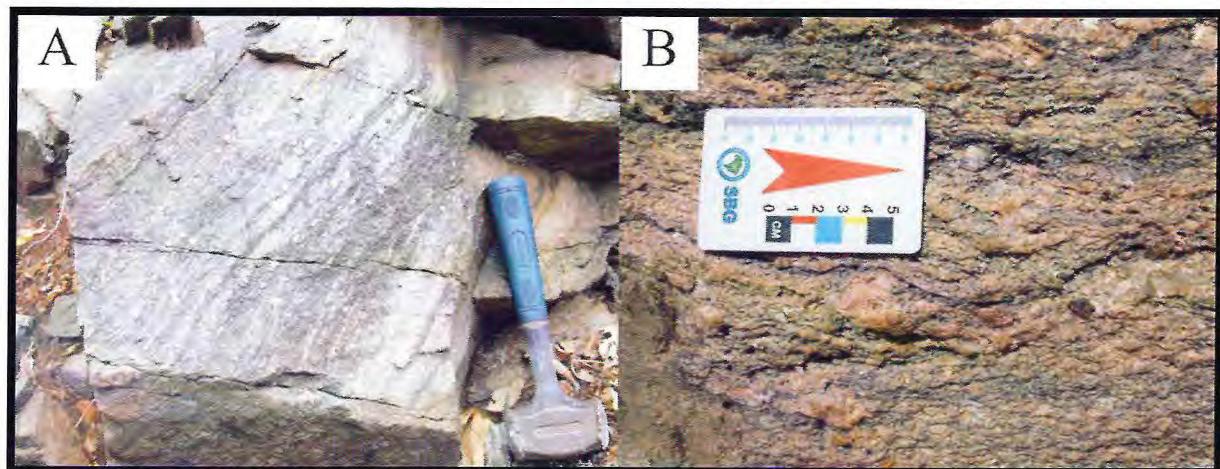
3.3.2 *Ortogaisses porfíriticos*

Afloram na porção nordeste da área como corpos tabulares com extensão aproximada de 500 metros de comprimento, foliação NNE/SSW e comumente exibindo rede de fraturas com orientação preferencial NW-SE. Consiste em uma rocha com textura lepidogranoblástica, inequigranular, composta por quartzo, biotita, plagioclásio e microclina. Em geral, destacam-se megacristais euédricos feldspáticos rotacionados e alongados seguindo a estrutura

gnáissica, dando a rocha à feição de *augen*, onde a biotita contorna estes porfiroclastos (Fig. 3.9b). Apresentam coloração cinza escura a clara, e são predominantemente de composição monzogranítica.

A oeste do riacho Cana Brava, próximo ao limite da área de estudo, os porfiroclastos de k-feldspatos possuem tamanhos reduzidos em relação aos “*augens*” (Fig. 3.9a). Essas feições implicam em uma maior taxa de deformação em regime mais dúctil denotando na rocha uma foliação milonítica.

Figura 3.9 – a) Biotita gnaisse protomilonitizado com pórfiros de k feldspato reduzidos [P236: 298270m E/9474000m N]; b) Biotita gnaisse com porfiroclasto de k feldspato [P236: 298270m E/9474000m N].



Fonte: Elaborado pelos autores.

3.3.3 Biotita Granito

Estas rochas são de ocorrência restrita à área mineralizada, comumente em contato com os metarriolitos e metabasaltos-andesíticos, representando a última fase magmática do Prospecto. Apresentam granulação média a grossa, hololeucocráticos.

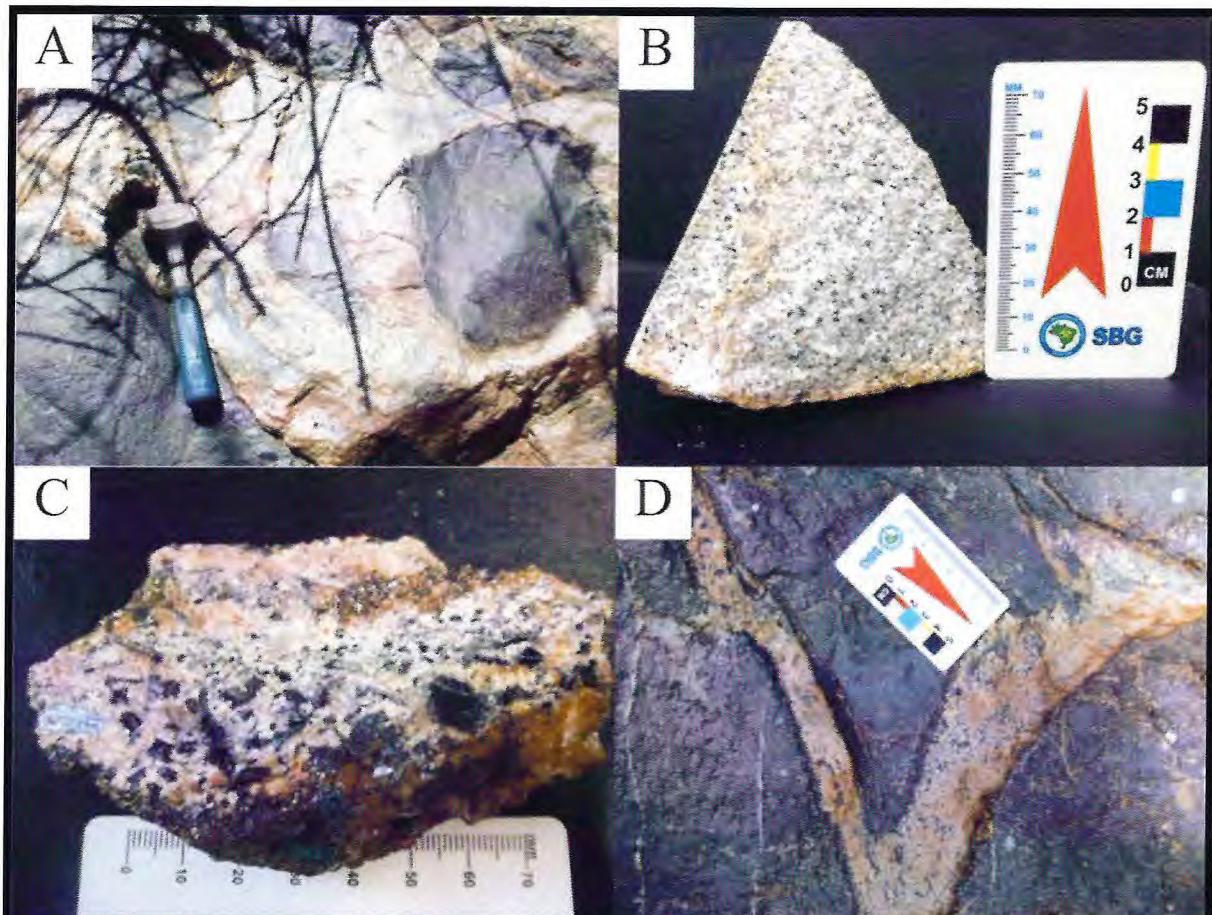
O contato destas rochas com as encaixantes varia de brusco a sinuoso. São compostas basicamente por quartzo, feldspato, plagioclásio e biotita. Muscovita, epídoto, zircão, titanita e apatita ocorrem como acessórios. Mostram caráter isotrópico com cristais irregulares e se distribuem na forma de dique, blocos e lajedo com extensão aproximada de 120 m. As suas melhores exposições são encontradas em uma drenagem, onde aparecem recortando as rochas encaixantes e o minério *stratabound*. São faneríticas e de granulação média a grossa, e exibem um baixo percentual de minerais ferro-magnesianos, o que permite classificá-las como hololeucocráticas.

São também alteradas hidrotermalmente, e segundo o grau e intensidade de alteração podem ser classificadas em: i) biotita granitos cinza esbranquiçados, com textura média, sem grau de alteração expressivo; ii) e biotita granitos rosados, com textura média a grossa, potassificados, com sulfetos e carbonato representando o estágio mais avançado de alteração e provavelmente a zona mais apical.

Os biotita granitos cinza esbranquiçados exibem plagioclásio albitizado, k-feldspato e biotita parcialmente sericitizado e cloritizado, respectivamente. Os cristais de biotita raramente ultrapassam 3 mm. Afloram também como dique com 60 cm de espessura, cortando ou envolvendo o minério *stratabound* e gerando biotita no contato entre ambas as rochas (Fig.3.10a-b).

Os biotita granitos de granulação média a grossa, apresentam estrutura maculada, e são fortemente hidrotermalizados, em que se destaca uma forte potassificação, sublinhada por microclinização do plagioclásio, neoformação de biotita e k-feldspato que ultrapassam 1 cm de comprimento (Fig. 3.10c-d).

Figura 3.10 – a) Biotita granito cinza envolvendo minério *stratabound*; b) Amostra de mão da mesma rocha, mostrando granulação média com mega cristais de biotita; c) Amostra de mão de biotita granito potassificado exibindo cristais neoformados de biotita e k-feldspatos juntamente com calcopirita e malaquita; d) Biotita granito rosa injetado em minério magnetítico, acompanhado por geração de biotita ao longo do contato sinuoso P106: 292195m E/9466028m N].



Fonte: Elaborado pelos autores.

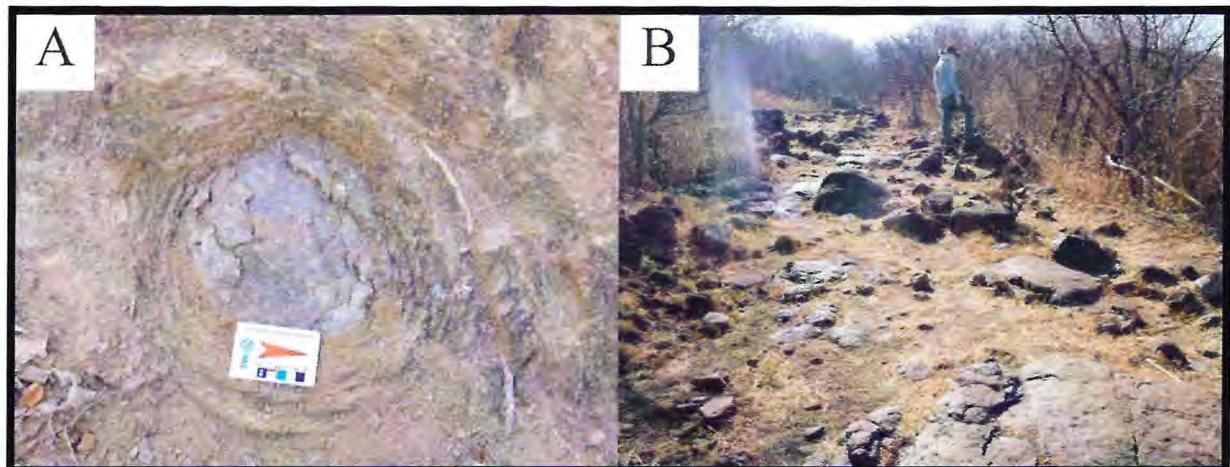
3.3.4 Intrusões básicas

As rochas básicas da área de estudo estão representadas por rochas gabbroicas que ocorrem como corpos intrusivos, diques e em forma de blocos (Fig. 3.11b). Os corpos intrusivos, em mapa aerogeofísico parecem abranger uma área de aproximadamente 500 metros de diâmetro. Apresentam assinaturas gamaespectrométrica elevadas, demonstrada pela ausência dos canais K, U, e Th, adquirindo no mapa tons negros e em forma circulares.

Possuem granulação média a grossa, inequigranular, mesocrática, com magnetismo moderado, apresentando ocasionalmente foliação esferoidal (Fig. 3.11a). O plagioclásio ocorre como cristais milimétricos, por vezes idiomórficos, e o clinopiroxeno aparece com maior frequência como cristais euedrais.

As suas melhores exposições estão localizadas na parte noroeste e central da área, onde aparecem sustentando um pequeno serrote com desnível topográfico da ordem de 30 a 60 m.

Figura 3.11 – a) Gabro exibindo uma textura mais grossa, apresentando estrutura de “acebolamento” [P202: 297107m E/ 9467398m N]; b) Blocos e lajedo de mesmo litotipo seguindo orientação NW-SE [P127: 296038m E/ 9467796m N].



Fonte: Elaborado pelos autores.

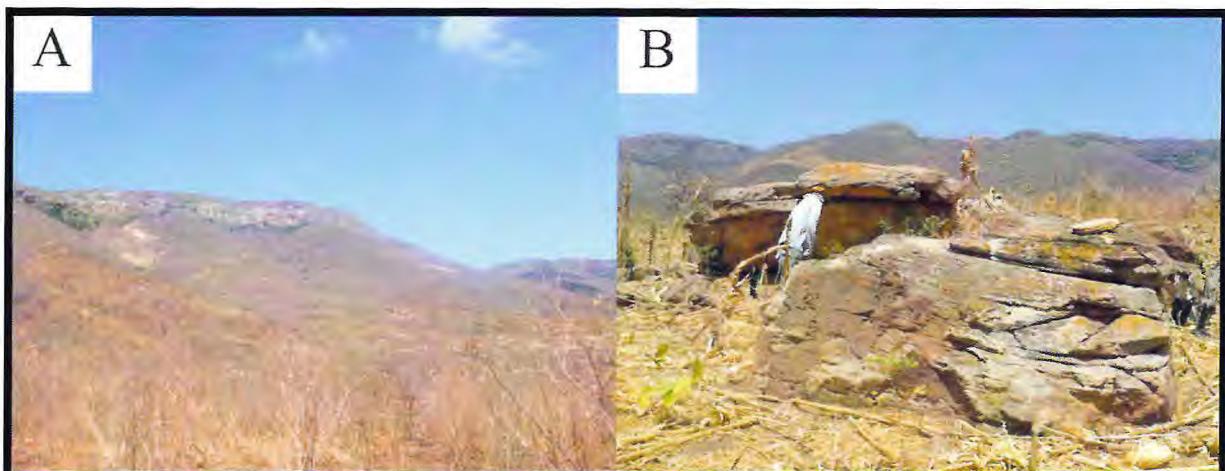
3.4 Grupo Serra Grande

Corresponde à seqüência mais antiga da Bacia sedimentar do Parnaíba, composta de rochas clásticas, apresentando grandes exposições, formadas por serras e chapadas, delimitando a área de estudo pelo lado oeste. Por não ter sido a finalidade do estudo, terá uma descrição bem sucinta, estando concentrada apenas na Formação Tianguá, aparentemente a única associação litológica exposta na área de estudo.

3.4.1 Formação Tianguá

Representada por arenitos finos, bege-amarelados, grãos com alta esfericidade e grau de seleção variando de bem a muito bem selecionados. Intercalados, ocorrem níveis siltíticos e argilíticos com laminações cruzadas centimétricas (Fig. 3.12b). Marcas de onda e estratificações cruzadas tipo espinha de peixe nos arenitos indicam ambiente marinho raso, sujeito a marés (Braga *et. al.*, 2013). Compõem a Serra da Ibiapaba, apresentando desnível topográfico da ordem de 250 m (Fig. 3.12a).

Figura 3.12 – a) Serra da Ibiapaba, composta pelos arenitos da Fm Tianguá [P171: 293998m E/ 9465516m N]; b) Matações de arenitos exibindo bancos horizontais com estratificações cruzadas [P172: 293832m E/ 9465570m N].



Fonte: Elaborado pelos autores.

3.5 Diques Diabásicos

São representadas por diabásios, que ocorrem como diques, apresentando direção preferencial NE/SW, por vezes NW/SE, com espessura variável de 1 a 5 metros, estando bem dispersos por toda a área.

Afloram na região como corpos tabulares, descontínuos, com espessuras que chegam até 4 metros (Fig. 3.13a). São mesocráticos, de coloração preto-esverdeada a verde escura, e apresentam magnetismo incipiente. São rochas afaníticas, com textura inequigranular (em escala microscópica), trama ofítica, com agregados milimétricos de plagioclásio de formas e tamanhos variáveis representados pelas porções brancas (Fig. 3.13b). Estes se apresentam como micrólitos e com textura ripiforme.

Figura 3.13–a) Blocos *in situ* de diabásio seguindo orientação NW/SE; b) Amostra de mão exibindo agregados de cristais de plagioclásio na matriz afanítica e localmente oxidada [P077: 294999m E/9471956m N].



Fonte: Elaborado pelos autores.

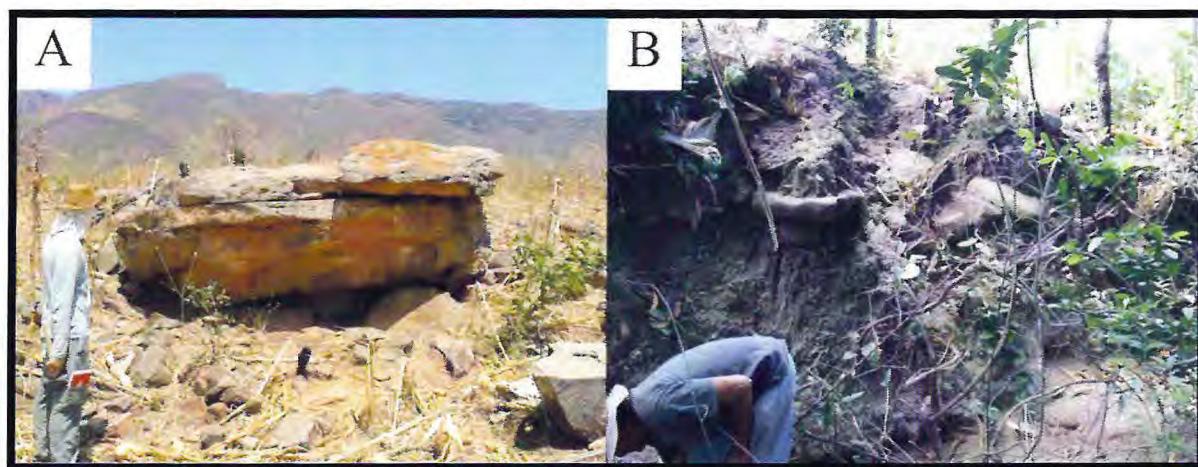
3.6 Coberturas Cenozóicas

Estão localizadas por toda a porção leste da área, estando representadas por coberturas sedimentares inconsolidadas e depósitos aluvionares.

3.6.1 Coberturas Sedimentares Inconsolidadas

Compreendem os materiais removidos de cotas superiores e transportados ao longo de encostas do morro. Estes depósitos recobrem toda a área de estudo, e estão representados predominantemente por blocos de arenitos do Grupo Serra Grande que se encontram depositados no sopé de encostas e na base de relevos mais aplainados (Fig. 3.14a). São rochas com cores variáveis (avermelhada, cinza, castanho claro), de granulometria fina a grossa, subangulosos a subarredondados, por vezes também exibindo acamamento plano paralelo e se apresentam como matacões chegando a 6 metros de comprimento, estes provavelmente se depositaram devido à ação de enxurradas.

Figura 3.14 - a) Matações de arenitos da Fm Tianguá [P172: 293832m E/ 9465570m N]; b) Fluxo de detritos com blocos subarredondados de arenito [P185: 292427m E/9468498m N].

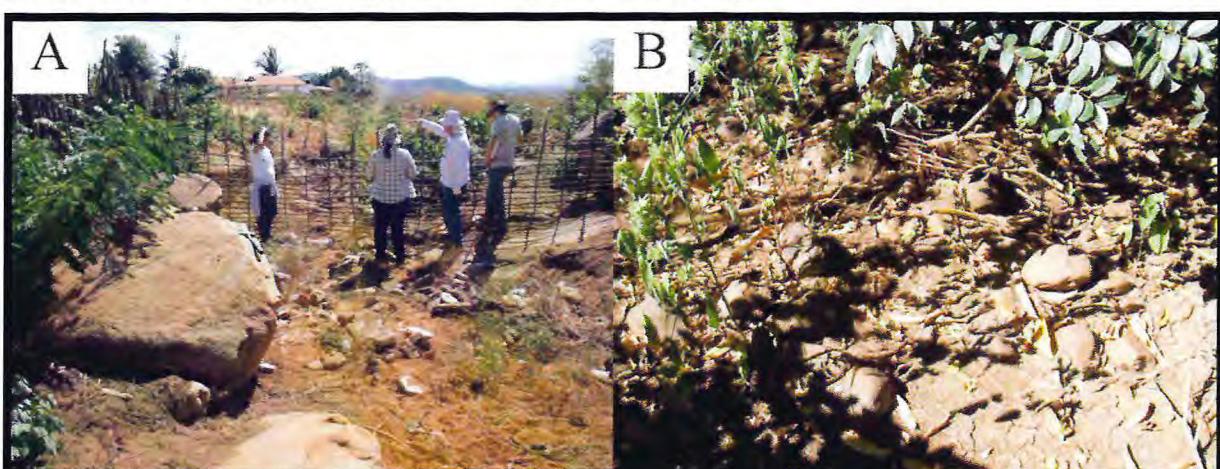


Fonte: Elaborado pelos autores.

3.6.2 Depósitos aluvionares

São materiais retirados de margens e vertentes que foram carregados e depositados pelos rios. São geralmente blocos de arenitos de textura média, angulosos a sub arredondados, por vezes preservando estruturas primárias o que sugere transporte sob baixa energia e área fonte próxima (Fig. 3.15a). São comuns também blocos de granitoides e calcissilicáticas, provenientes de afloramentos próximos as drenagens.

Figura 3.15 – a e b) Leito de drenagens da área de estudo composto por sedimentos arenosos e blocos de arenitos [P171: 293998 m E/9465516 m N], [P004: 296981m E/9470772m N].



Fonte: Elaborado pelos autores.

4. ANÁLISE PETROGRÁFICA

As análises petrográficas foram realizadas através de lâminas delgadas e bipolidas. As primeiras foram confeccionadas no laboratório de laminação do Departamento de Geologia da UFC, enquanto as bipolidas foram realizadas no Laboratório de Laminação da USP. A partir dos estudos petrográficos de 45 lâminas foram observados e descritos os seguintes aspectos de cada litotipo: trama textural, granulação, alterações, relações de contato entre os cristais, composições mineralógicas e suas paragêneses, o que possibilitou a classificação modal das mesmas.

4.1. Complexo Ceará

Entre os litotipos analisados do Complexo Ceará estão as rochas calcissilicáticas. Estas rochas apresentam algumas variações compostionais e texturais que permitiram dividi-las em rochas calcissilicáticas, formadas predominantemente por parageneses cárnicas, e gnaisses calcissilicáticos que tiveram maior contribuição pelítica.

4.1.1 *Calcissilicáticas*

Apresentam textura granonematoblástica, composta essencialmente por plagioclásio e clinopiroxeno, com ocorrência subordinada de quartzo, hornblenda, actinolita, titanita, epidoto, biotita e clorita. Nos termos pelíticos o feldspato potássico aparece como mineral essencial.

Os cristais de plagioclásio são subédricos a anédricos, com dimensões médias de 0,4 mm. Estão fracamente deformados, marcados por encurvamento das maclas polissintéticas, e frequentemente microclinizados. Esses cristais apresentam-se em geral alterados hidrotermalmente, com aspectos turvos, decorrentes da presença de microinclusões de óxido e/ou hidróxido de ferro, em que se associam microlamelas de mica branca em seu interior (Fig. 4.1a).

Microclina ocorre em geral como cristais entre 0,2 a 0,6 mm, euédricos a subédricos, definidos por contatos retos, quando em contato com cristais de clinopiroxênio, e retilíneos, quando em contato com o plagioclásio e o quartzo. É comum inclusões idiomórficas a hipidiomórfica de cristais de plagioclásio. Nos termos pelíticos, esse mineral ocorre como

megacristais subeudrais (> 1 mm), comumente pertitizados. Inclusões de quartzo são comuns nesse mineral.

O clinopiroxênio é representado por cristais de diopsídio, que ocorrem sob formas prismáticas, subeudrais a anedrais, com contatos retos a irregulares, geralmente com os cristais de plagioclásio e quartzo. Alguns cristais exibem maclas polissintéticas, pleocroísmo verde pálido e alterações para anfibólio fibroso.

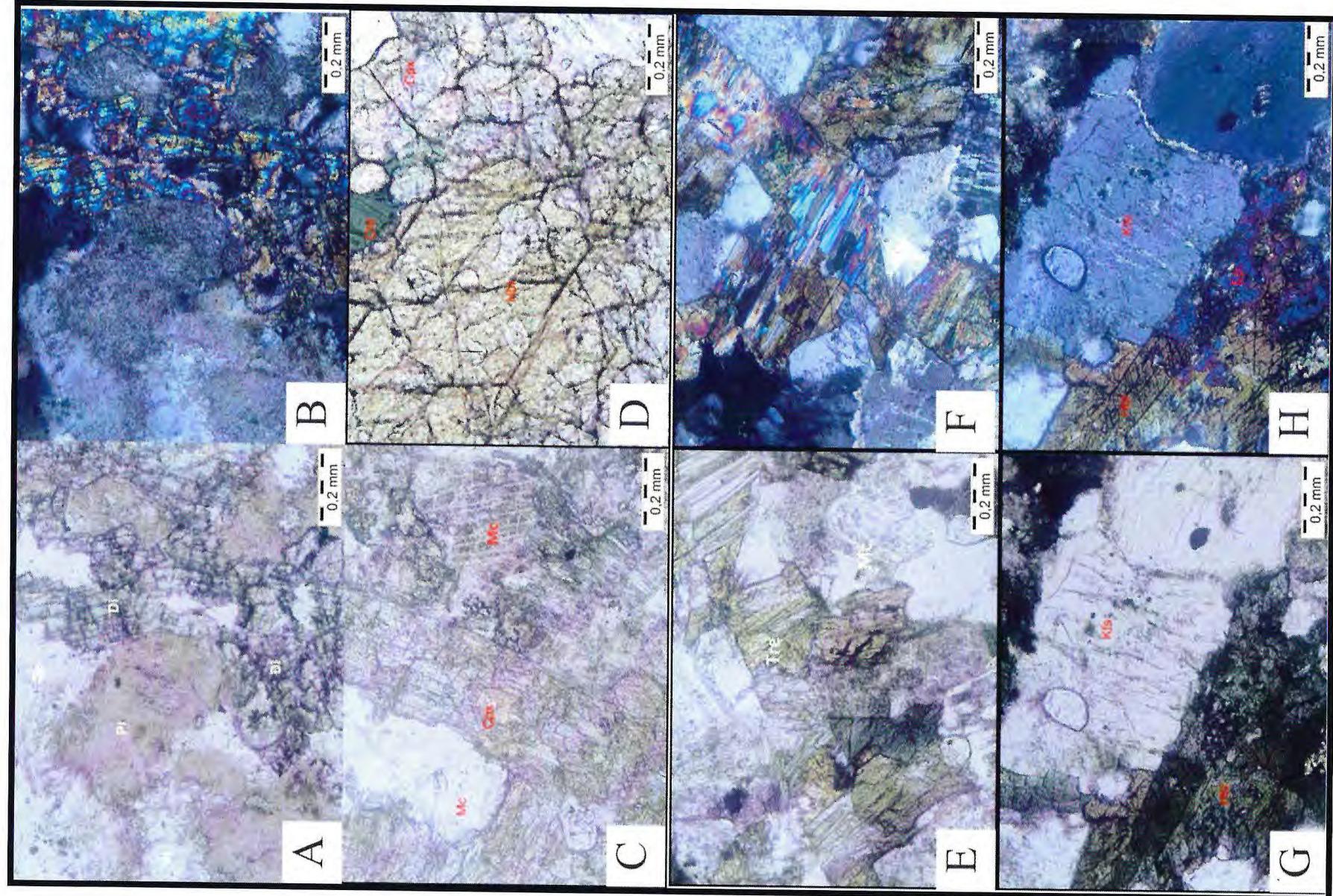
Os cristais de quartzo são subeudrais a anedrais e apresentam feições de deformação como recristalização em subgrãos e extinção ondulante.

A hornblenda é o anfibólio dominante em ambas as rochas e ocorre como agregados euedrais a subeudrais exibindo na seção basal pleocroísmo verde amarronzado. Apresentam-se com dimensões médias de 0,8 mm e fraturas preenchidas por clorita. Nos gnaisses calssilicáticos ocorre como cristais maiores e de cor verde e pleocroísmo mais verde. A tremolita aparece nos gnaisses calssilicáticos como cristais prismáticos (Fig. 4.1e-f).

As feições texturais analisadas sugerem que cristais de actinolita, hornblenda, titanita, epidoto e biotita representam fases minerais formadas e/ou relacionadas à fase retrometamórfica.

A clorita aparece como produto de alteração dos anfibólios, de forma intersticial, cor verde, geralmente acompanhando os planos de clivagem dos ferromagnesianos.

Figura 4.1 - a) Contatos irregulares de plagioclásio alterado com diopsídio, este último exibindo maclas polissintéticas; b) Sob luz Polarizada; c) Microclina límpida e plagioclásio microclinizado bordejado por anfibólio; d) clinopiroxeno substituído por clorita ocupando espaços microfraturados; Gnaisses calssilicáticos : e) e f) Cristal prismático de tremolita. Luz Natural e Luz Polarizada; g) e h) Cristal de feldspato potássico pertitizado envolto por hornblenda; Luz Natural e Luz Polarizada



Fonte: Elaborado pelos autores.

4.2 Unidade Metavulcânica Estreito

Como já discutido em capítulo anterior, em função do grau de alteração, os metarriolitos foram classificados em: metarriolitos recristalizados ou levemente alterados; e metarriolitos argilitizados. O mesmo critério foi utilizado para os metabasaltos-andesíticos, onde apresentam duas fáceis distintas: uma mais alterada, e outra com grau incipiente de alteração. Em termos compostionais, os diferentes fáceis de ambas as rochas apresentam mineralogia semelhante, apresentando pequenas variações na porcentagem dos minerais.

4.2.1 Metarriolitos

Compostas essencialmente por quartzo (35%-30%), feldspato potássico (40%-45%), plagioclásio (15%), e como minerais acessórios têm-se zircão, apatita, titanita, biotita e opacos, que juntos representam menos de 2% do volume da rocha. Como minerais secundários ocorrem muscovita, epídoto, argilominerais e mica branca (8%).

Ambas fáceis são rochas representadas por fenocristais de feldspatos potássicos (2% - 15%), plagioclásio (2-10%) e quartzo (1%-10%) com matriz variando de microcristalina equigranular a granulação média inequigranular, nos termos argilitizados e recristalizados, respectivamente. As menores porcentagens de fenocristais estão associadas aos termos mais argilitizados.

Nos metarriolitos rosados, o quartzo frequentemente se apresenta recristalizado, e predominantemente anedral, com contatos irregulares, extinção ondulante, e tamanho em torno de 1,6 mm. É comum apresentar-se com hábito subedral, quando incluso no plagioclásio. No metarriolito argilitizado, os cristais de quartzo são marcados por dimensões médias em torno de 0,46 mm, em meio a uma matriz turva, resultado de argilitização e sericitização imposta aos feldspatos. É comum ainda a ocorrência de fraturas. O feldspato potássico ocorre como fenocristais subedrais a anedrais parcialmente sericitizados ou como constituinte da matriz, por vezes, recristalizados. A assembleia de fenocristais nos metarriolitos é frequentemente alterada para argilominerais nos termos mais argilitizados (Fig. 4.2).

Os cristais de plagioclásio ocorrem tanto como fenocristais euedrais como subedrais na matriz. São frequentemente alterados para sericita. Apresentam dimensões variando entre 0,08 e 1,6 mm e exibem ocasionalmente zoneamento definido por núcleo mais escuro e turvo devido à descalcificação em contraste com as bordas mais límpidas. Tem geminação

polissintética levemente deformada com lamelas curvas e extinção ondulante. Nos metarriolitos argilitizados, os fenocristais de plagioclásio têm dimensões menores e se apresentam alterados para argilominerais e mica branca.

A muscovita ocorre como cristais euédricos e subédricos isolados, podendo chegar a 0,9 mm e exibem pleocroísmo leve. Aparecem ocasionalmente substituindo a biotita.

A biotita ocorre como cristais isolados ou intersticiais em ambas as fácies da rocha. Têm coloração castanha e estão frequentemente impregnados de óxido de ferro.

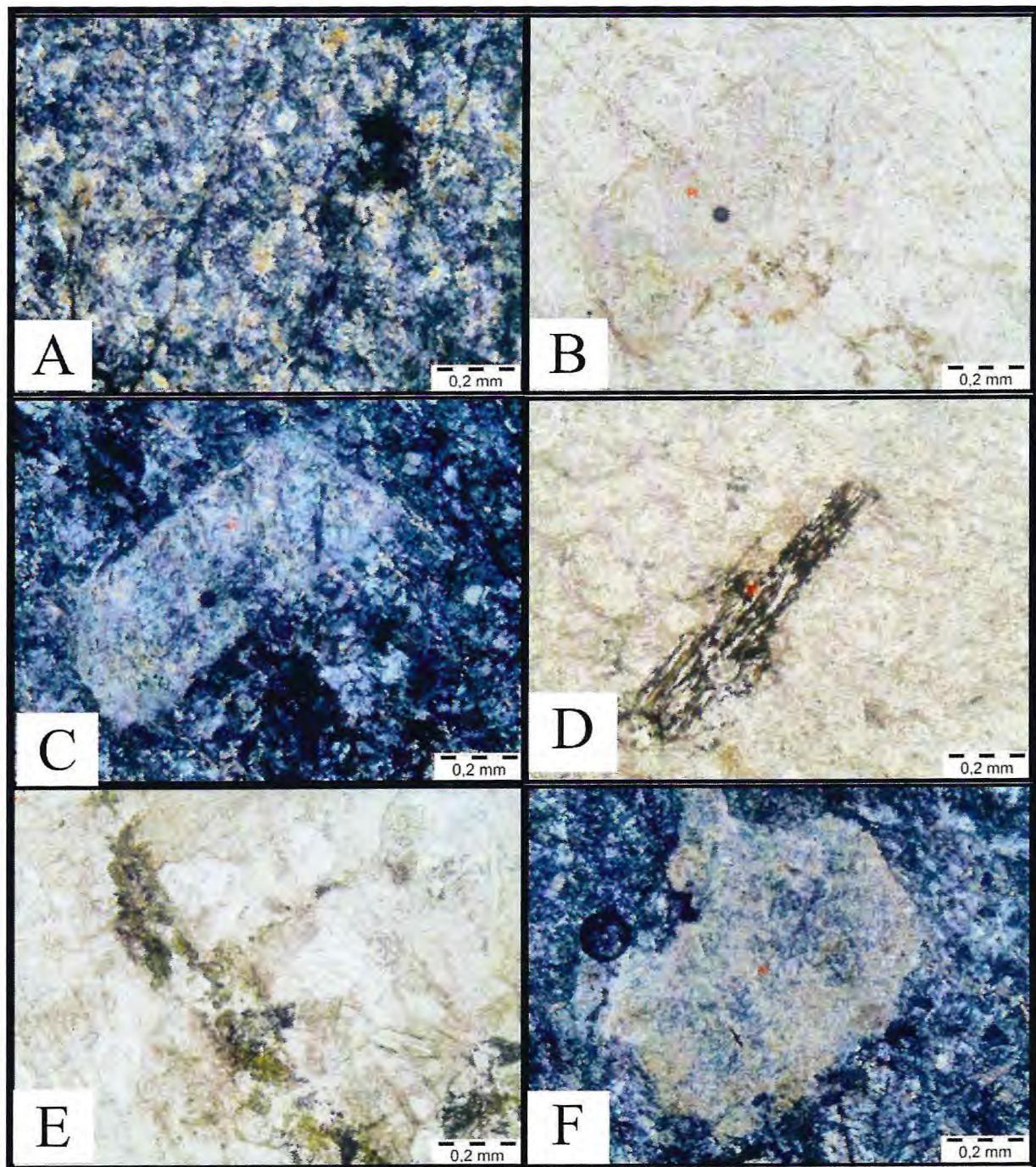
Os opacos ocorrem em duas fases: a primeira caracteriza-se por cristais euédricos de forma quadrática, comumente com as bordas oxidadas, de granulação fina, enquanto a segunda fase é constituída por cristais de hábito anédrico, localmente com bordas oxidadas. Os opacos nos metarriolitos argilitizados são de ocorrência subordinada e constituem uma “massa” com aspecto amorfo e intersticial e disseminados.

O epídoto foi observado apenas no metarriolito recristalizado, como fase secundária quase sempre associado ao plagioclásio (Fig. 4.3). Ocorre com formas anedrais ou como microveios tardios de 1,2 mm (Fig. 4.2).

Os argilominerais são observados no metarriolito argilitizado, como produtos de alteração dos feldspatos (Fig. 4.2f).

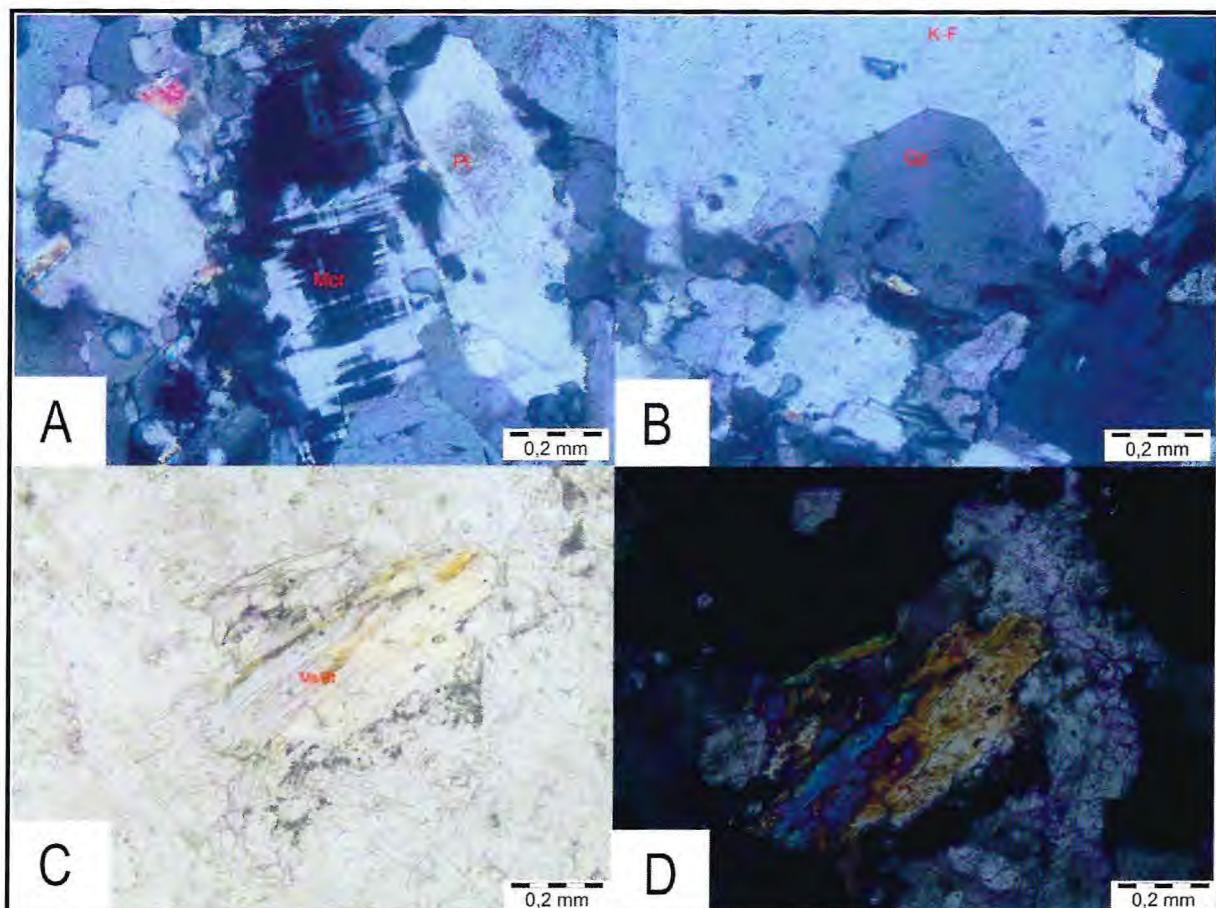
Apatita, em forma de diminutos cristais, em torno de 0,01 mm, aparece comumente na seção basal, inclusos nos cristais de feldspato potássico.

Figura 4.2 - Metarriolito argilitizado: a) Matriz turva e microcristalina marcada por alguns cristais neoformados de muscovita e biotita em amarelo. Luz Polarizada; b) Fenocristal de plagioclásio totalmente alterado. Luz Natural; c) Luz Polarizada; d) Biotita sendo substituída por opaco ao longo dos planos de clivagem. Luz Natural; e) microveio tardio de epídoto; f) Fenocristal de feldspato potássico alterado para argilominerais.



Fonte: Elaborado pelos autores.

Figura 4.3 - Metarriolito recristalizado: a) Feldspato potássico exibindo geminação albita periclina, e plagioclásio com núcleo alterado e borda descalcificada. Luz Polarizada; b) Fenocristal de quartzo e k feldspato. Luz Polarizada; c) Muscovita substituindo cristal lamelar de biotita; d) Luz polarizada;



Fonte: Elaborado pelos autores.

4.2.2 Metabasaltos andesítico

Estas rochas são constituídas essencialmente por plagioclásio (50%), biotita/clorita (30%), quartzo (10%) e anfibólio (5%), acessórios (3%), secundários (2%).

O plagioclásio apresenta-se em duas formas que refletem provavelmente duas gerações: uma com cristais subédricos a anédricos, menores que 0,3 mm, com aspecto turvo, sem maclas, alterados para mica branca, e a outra é representada por cristais maiores que ultrapassam 1 mm, apresentando geminação polissintética, provavelmente de composição albítica. Ocasionalmente, os cristais menores são zonados e com bordas albíticas, enquanto as regiões centrais são turvas e mais saussuritizadas ou marcadas pela formação de mica branca.

O feldspato potássico também apresenta dois modos distintos de ocorrência que refletem origens diferentes: uma pertítica anedral a subeudral e outro não pertítico, límpido, eudral a subeudral, com contatos dominante regular.

Os cristais de feldspato potássico neoformados são límpidos, eudrais, aparecem ocasionalmente com inclusões de apatita (0,06 a 0,19 mm) e alguns opacos.

Os cristais pertíticos são em geral subédricos ($>1,0$ mm), ocasionalmente com vestígios de geminação polissintética. O feldspato potássico neoformado é mais límpido que o plagioclásio.

O quartzo é anedral a subedral e ocorre dominantemente associado ao plagioclásio albitizado, provavelmente como produto da albitização.

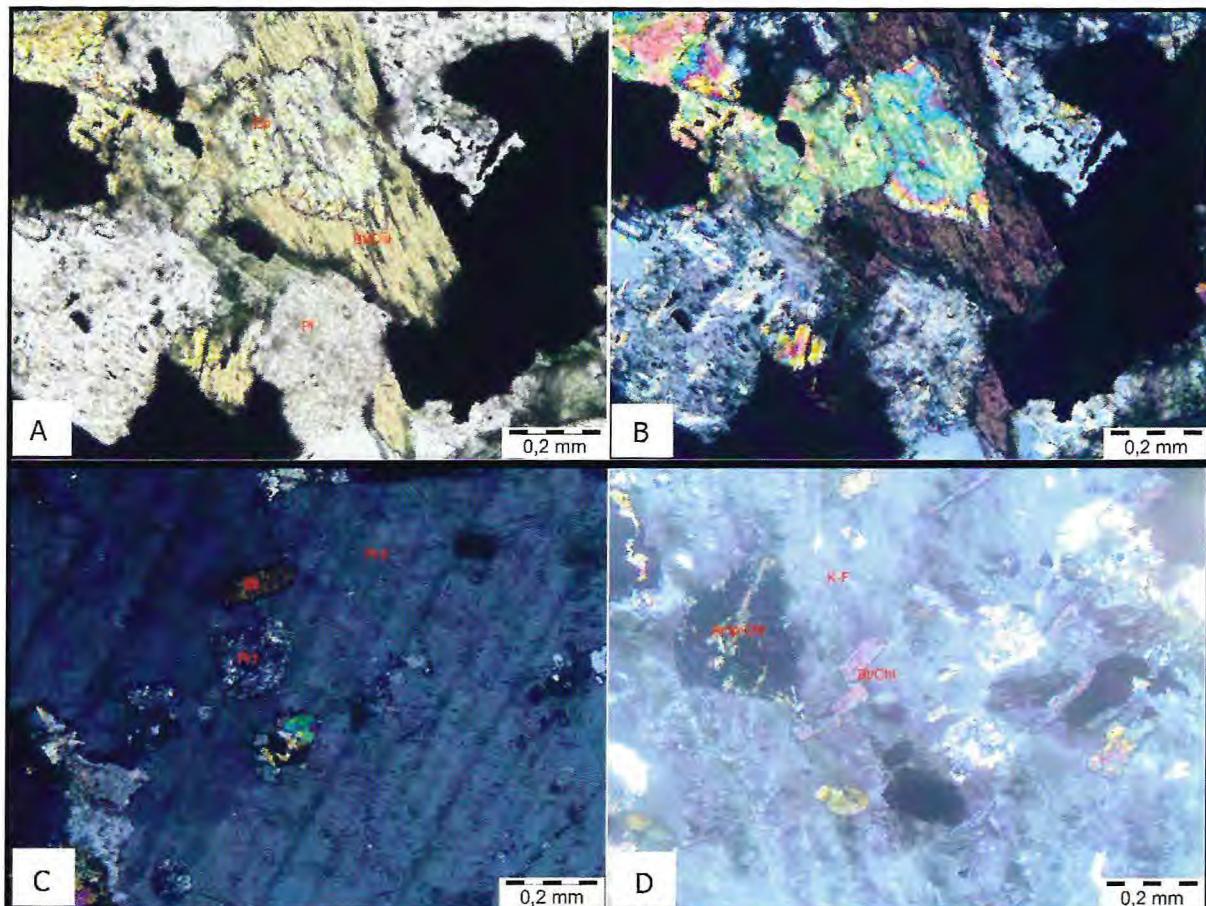
A clorita apresenta-se como lamelas que chegam a 1,5 mm. Ocorre como produto de alteração da biotita e do anfibólito, ao longo das bordas e plano de clivagens destes minerais. A clorita, juntamente com o carbonato e o epídoto, constitui a paragênese que identifica a zona propilítica.

A biotita reequilibrada é primária, ocorrendo como cristais intersticiais ou como cristais idiomórficos a hipidiomórficos variando de 0,2 mm a 0,8 mm. Tem pleocroísmo forte, indo de castanho claro a verde escuro, e sempre associada a impregnações de óxidos ou hidróxidos de ferro e/ou titânio. A biotita de cor castanha escura ocorre em fácies menos hidrotermalizadas do metabasalto andesítico (Fig. 4.4).

O epídoto encontra-se sob forma de cristais anedrais, chegando a 0,4 mm, associado normalmente aos minerais opacos, biotitas e plagioclásios, de onde parece provir. Manifesta-se com uma cor verde claro bem marcante, que se deve a presença de ferro em sua estrutura. É observado também preenchendo microfraturas ou clivagens na biotita.

O anfibólito ocorre de maneira subordinada e encontra-se fortemente alterado para clorita e biotita. Apresenta pleocroísmo leve a forte com cor amarela acastanhada clara, verde oliva a verde azulada.

Figura 4.4 - a e b) Biotita parcialmente alterada para epídoto, opacos e clorita; Luz Natural e Polarizada. c) Duas gerações de plagioclásio: a primeira sob forma de microinclusões fortemente alterada para mica branca e a segunda é representada pelo poiquiloblasto albítico, com geminação polissintética. Notar que ele é lúcido e desprovido de alteração; d) pseudomorfo de anfibólito totalmente substituído por clorita.

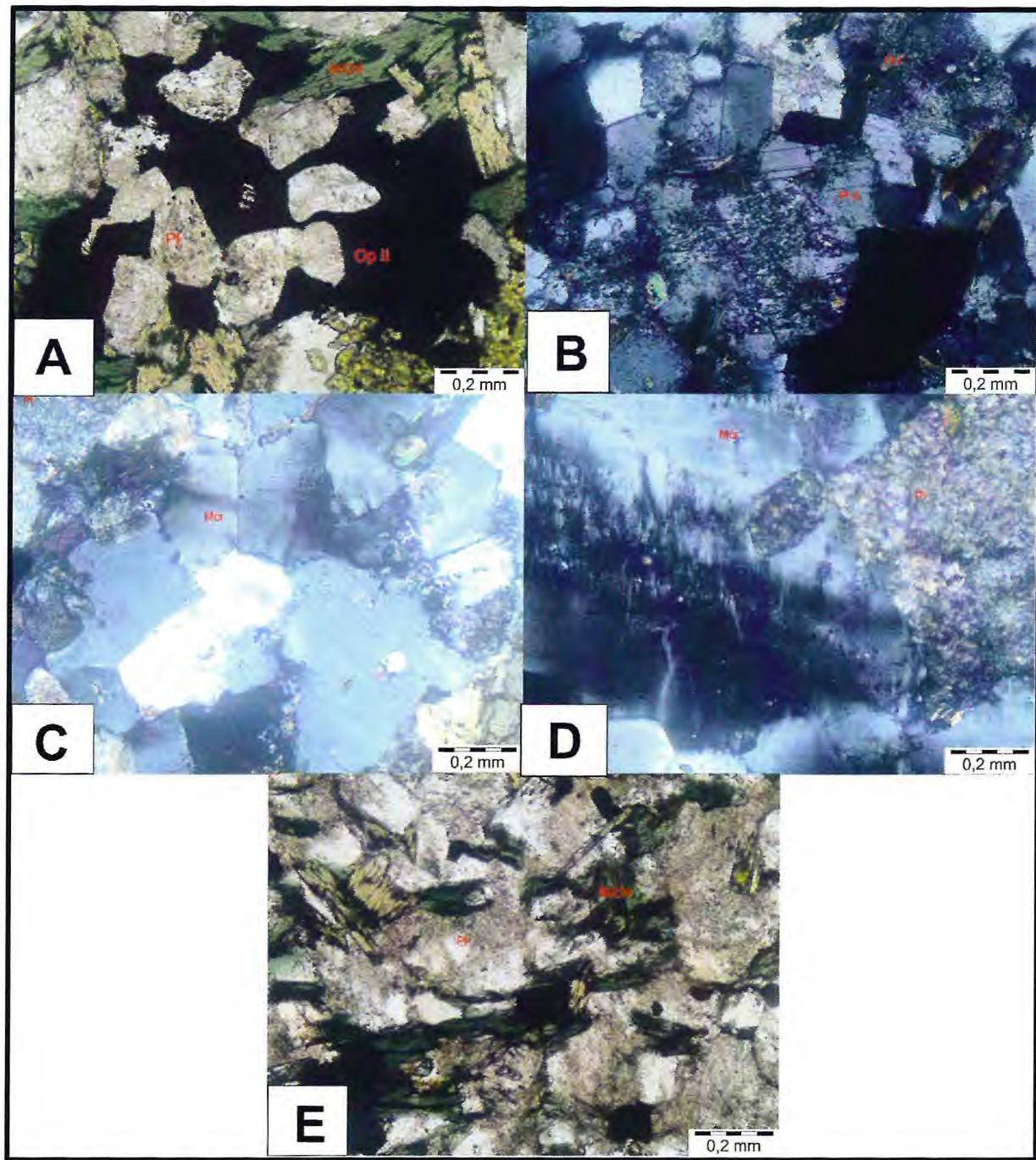


Fonte: Elaborado pelos autores.

Os cristais de apatita, com dimensões inferiores a 0,19 mm, ocorrem como inclusões em formas de bastonetes nos feldspato potássicos e plagioclásios.

Os opacos constituem até 3% da composição modal da lâmina e ocorrem sob duas formas distintas: uma idiomórfica a hipidiomórfica, com tamanho entre 0,2 mm e 0,5 mm, e a outra representada por cristais xenomórficos, normalmente, englobando os cristais de plagioclásio, retratando, provavelmente, composições ou gerações distintas (Fig. 4.5b).

Figura 4.5 - a) Agregados de opacos englobando cristais turvos de plagioclásio, lembrando a textura *in carie*. Notar também que parte desses opacos se desenvolve ao longo dos planos de clivagem e fraturas da biotitita-cloritizada, de onde parece provir; b) Agregados de plagioclásio neoformado reflexo do processo de albitização que afetou a rocha. Luz Polarizada; c) Microclina eudral límpida com extensão ondulante; d) Fedspato potássico pertitizado; e) Matriz exibindo plagioclásio turvo e biotita reequilibrada alterada par clorita.



Fonte: Elaborado pelos autores.

4.3 Complexo Tamboril Santa Quitéria

As rochas referidas nesta unidade preferencialmente são os granitoides de anatexia e metatexitos que exibem duas fáceis distintas: Granodiorito e Hornblendita monzogranito.

Ambas se assemelham na textura e mineralogia, com pequenas variações percentuais. Em função disto optou-se por agrupá-las em uma só.

4.3.1 *Granodiorito/Hornblenda-Monzogranito*

Em laminação delgada as rochas apresentam textura hipidiomórfica a alotriomórfica, de granulação média a grossa, inequigranular e composição a base de plagioclásio (35%-30%), hornblenda (15%-15%), feldspato potássico (15%-25%), quartzo (20%-25%), biotita (5%-5%), e apatita, zircão, opacos, clorita e titanita como acessórios e secundários (3%-3%).

O plagioclásio ocorre como cristais granulares subbedrais a anedrais, de tamanhos variados (0,2 a 0,7 mm) e se apresenta sempre com aspecto turvo, devido à presença de Fe^{2+} liberado de sua estrutura, provavelmente, como resultado de interação com fluidos das encaixantes. Esse processo de alteração tardia a pós-magmática é intenso levando também à formação de mica branca. Os cristais se apresentam com tamanhos menores que os feldspatos potássicos geralmente com contatos retos e com microestruturas de deformação, como geminação “curvada”.

A hornblenda ocorre como cristais subédricos tabulares chegando até 3 mm, perfazendo 15% do volume da rocha. Aparecem tanto como minerais essenciais como secundário. Estes últimos apresentam pleocroísmo que varia de verde a marrom esverdeado, às vezes com inclusões de quartzo e opacos. Comumente, estão alterados para clorita, biotita e opacos (Fig. 4.6a).

Os cristais de feldspato potássico são dominantes (40%). São geralmente mais límpidos que os do plagioclásio, com alguns cristais exibindo textura tabuleiro de xadrez e maclas polissintéticas. Localmente, apresentam-se pertitizadados, em “filetes” e em “chamas”.

O quartzo, comumente granular, possui extinção ondulante e está, em geral, recristalizado em subgrãos. Seus cristais raramente ultrapassam 0,02 mm e estão em contato lobulados com os cristais de feldspato potássico, plagioclásio e hornblenda.

Titanita é o mineral acessório dominante que ocorre como cristais anedrais, com birrefringência alta, pleocroísmo marrom alaranjado a marrom escuro, chegando até 0,04 mm. Associa-se aos minerais opacos, de onde parece provir como produtos de alteração, e às vezes, exibe maclas polissintéticas. A reação de Ca e Si liberado pelo plagioclásio (para formação de mica branca), com o Ti dos opacos pode explicar a formação deste silicato. O Ca

e Si, também podem ser provenientes da desestabilização do anfibólio ou do próprio líquido magmático (Fig. 4.6c-d).

A apatita ocorre em pequenas quantidades como cristais inclusos nos plagioclasios, podendo chegar a 0,01 mm.

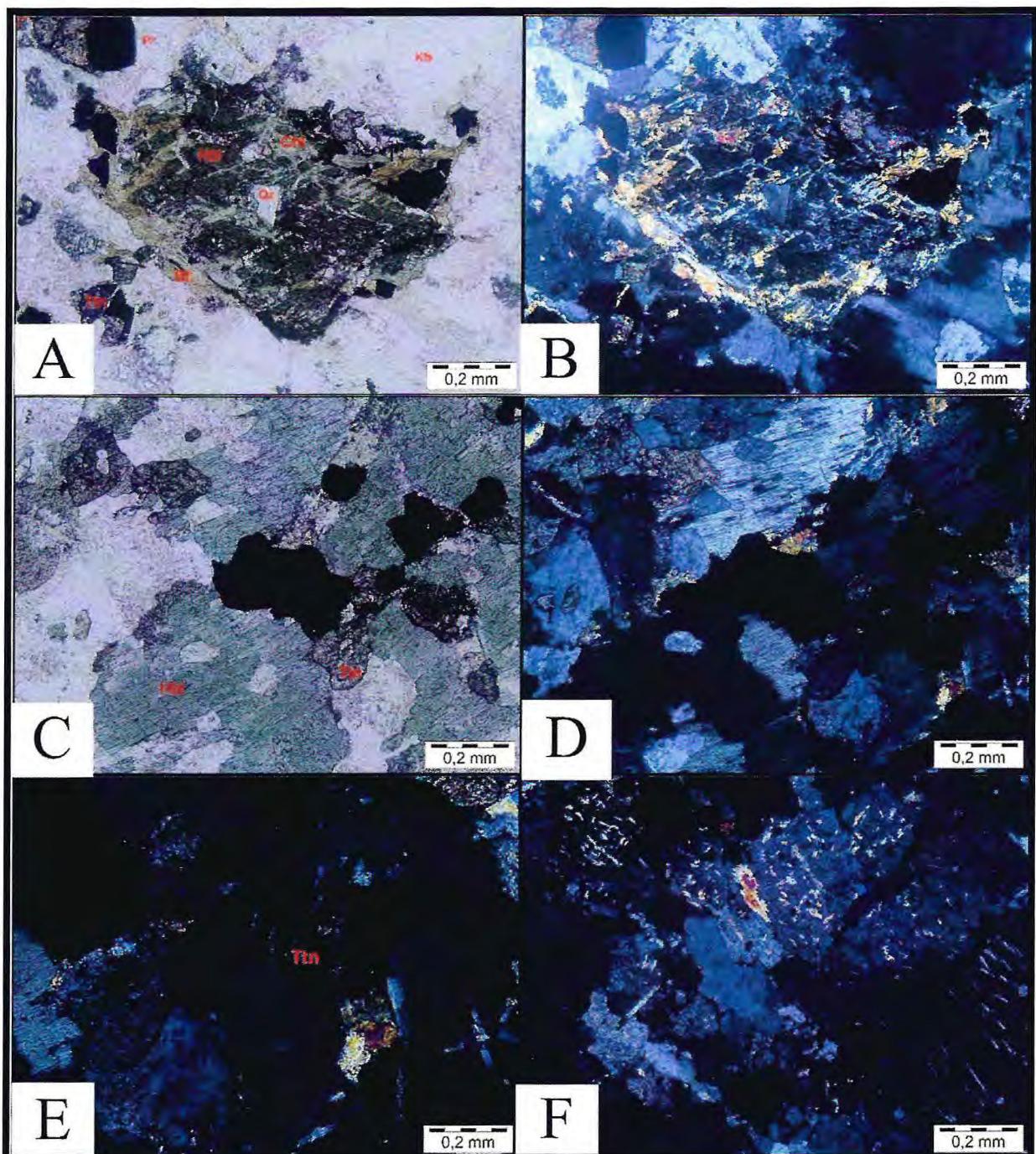
Os opacos variam entre 0,01 e 0,04 mm, geralmente associados aos minerais ferromagnesianos e aos demais acessórios, em particular a titanita. A associação com este último ocorre comumente como cristais subedrais.

A mica branca associa-se basicamente aos cristais de feldspatos (plagioclásio e feldspatos potássicos), e ocorre sob forma de microlamelas, incolores, raramente ultrapassando os 0,02 mm (Fig. 4.6f).

A biotita aparece como cristais subedrais a anedrais, lamelares ou nos interstícios dos opacos. Exibe pleocroísmo amarelo castanho a marrom, e associada à hornblenda, como seu produto de alteração. Aparece também pseudomorfoseando anfibólios com pleocroísmo castanho esverdeado e extinção oblíqua.

Clorita ocupa espaços interticiais e microfraturados de cristais maiores de hornblenda como produto de alteração destes e de biotita. Associados a estes minerais ocorrem opacos neoformados de formas anedrais.

Figura 4.6 - a) Hornblenda desestabilizada para clorita e biotita; b) Luz Polarizada; c) Relação estreita entre opacos e hornblenda e titanita no monzogranito. Luz Natural; d) Luz Polarizada; e) Cores de birrefringencia característica da titanita; f) titanita exibindo macla polissintética;



Fonte: Elaborado pelos autores.

4.3.2 Biotita Granito

Como já mencionado no capítulo anterior, essas rochas foram subdivididas de acordo com seu grau de alteração, resultando em duas fáceis diferentes: O biotita granito cinza

(pouco hidrotermalizado) e o biotita rosado (fortemente hidrotermalizado). Estes granitos exibem textura inequigranular hipidiomórfica formada por cristais de feldspato e quartzo justapostos por contatos retilíneos e sinuosos, e plagioclásio que se sobressai em tamanho na matriz. São compostos essencialmente por quartzo (40%-30%), k-feldspato potássico (30%-35%) e plagioclásio (15%-10%) e biotita (10%-15%), granitos cinzas e rosados respectivamente. Como minerais acessórios (2%-2%) e secundários (3%-5%) ocorrem titanita, magnetita, zircão, apatita, muscovita, epídoto e clorita.

Os cristais de quartzo são anedrais e euedrais, com diâmetro de até 0,1 mm. Apresentam-se em duas formas distintas, reflexo de duas gerações diferentes: i) a primeira é representada por cristais de quartzo na forma anédrica, granulação fina a média, deformados, marcados por recristalização em subgrãos e extinção ondulante. Apresenta bordas sinuosas a arredondadas, ora circundados por agregados de clorita. São comuns inclusões de apatita neste mineral. A segunda geração mostra o quartzo na forma de grãos isolados, subédricos a euédricos, não deformados, com dimensão 0,02 mm.

O feldspato potássico é o microclinio que exibe tamanho da ordem 0,12 cm de comprimento. Ocorre na forma de cristais prismáticos curtos, subedrais, com textura micropertítica, geminação albita-periclinina e são mais límpidos em relação aos cristais de plagioclásio. Apresenta também microinclusões de plagioclásio.

Os cristais de plagioclásios aparecem como cristais euedrais a subedrais, com geminação polissintética e albita-periclinina, variando de 0,05 a 0,27 mm. Apresentam-se ora zonados, marcados por borda albítica e núcleo frequentemente mais turvo, ora totalmente alterados (Fig. 4.7). São em geral circundados por cristais de feldspato potássico, denotando que este último teve sua cristalização posterior ao do plagioclásio. Ocasionalmente alguns cristais exibem zonação composicional (Fig. 4.7).

As micas são representadas por biotita e muscovita e, subordinadamente, sericita. São cristais lamelares disseminados, subedrais a anedrais. A biotita ocorre como lamelas subédricas com dimensões que variam de 0,1 a 0,2 mm. Exibe pleocroísmo castanho claro e, frequentemente, halos pleocróicos, em torno de microinclusões de zircão, devido ao caráter radioativo do zircão. Apresenta-se parcialmente alterada para opacos, clorita e muscovita, que se desenvolvem, sobretudo, ao longo de suas bordas. A sericita ocorre como produto de alteração do feldspato como cristais lamelares diminutos principalmente no biotita granito rosado.

A clorita aparece nos interstícios dos cristais de plagioclásio e quartzo, como produto da biotita no granito cinza e como produto de alteração potássica no biotita granito rosado.

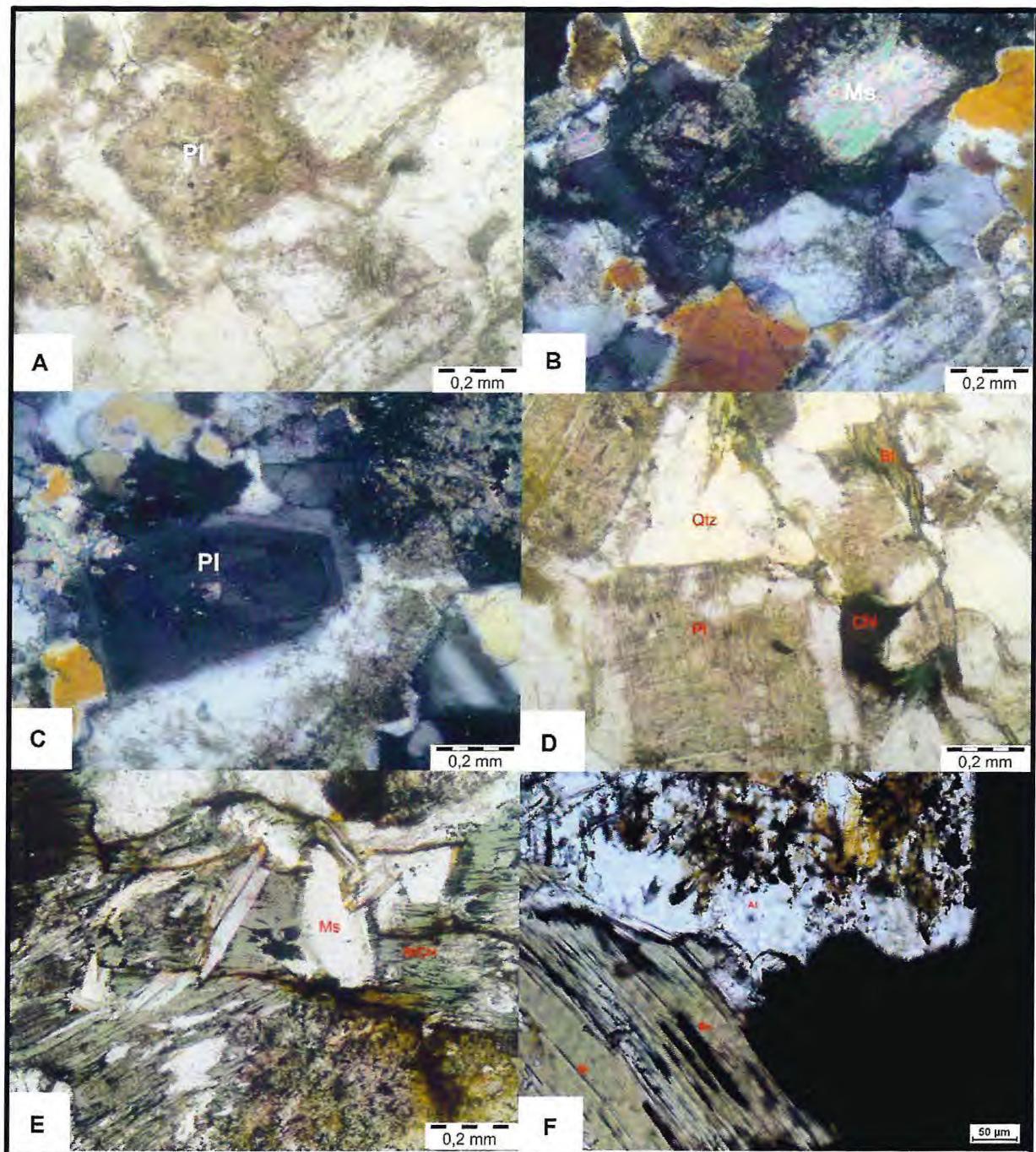
Nos biotita granitos rosados que ocorrem brechados, a clorita ocorre juntamente com magnetita preenchendo os microveios.

Apatita é um mineral acessório comum em ambas as fácies do biotita granito e ocorre em porcentagem subordinada. São cristais euédricos a subédricos, prismáticos em formas de bastão ou agulhas submilimétricas (<0,01 mm) geralmente inclusos nos cristais de plagioclásio e quartzo.

Os opacos manifestam-se de duas formas: como cristais primários menores que 1 mm euédricos, representantes de uma fase magmática, e como cristais anedrais como produtos de alteração da biotita e a clorita. Ambos foram classificados como titano-magnetita.

Em contato com o minério de Fe-Cu *stratabound*, o granito rosado exibe porções fortemente hidrotermalizadas, marcadas pela neoformação de feldspato potássico (microclina) e biotita, e pela substituição quase total deste último por clorita. Além disso, os opacos são marcados por magnetita e pela presença de calcopirita que perfaz mais de 5%, e que se encontra parcialmente alterada para covelita e para limonita. Acompanha ainda a esta fase de alteração, a fase de carbonatação, representada por malaquita.

Figura 4.7 - a) e b) Plagioclásio subeudral alterado com pondotextura hipidiomórfica. Luz Natural e Luz Polarizada; c) Plagioclásio com zonação composicional; d) Matriz hipidiomórfica definida por cristais euédrico de plagioclásio e anédrico de quartzo; e) e f) biotita granito rosado exibindo desestabilização de biotita para muscovita e clorita.



Fonte: Elaborado pelos autores.

4.3.3 Rochas gabróicas

A assembleia mineral da rocha é composta predominantemente por plagioclásio 60% e augita 35%, além de minerais acessórios e opacos que perfazem cerca de 5% do volume da

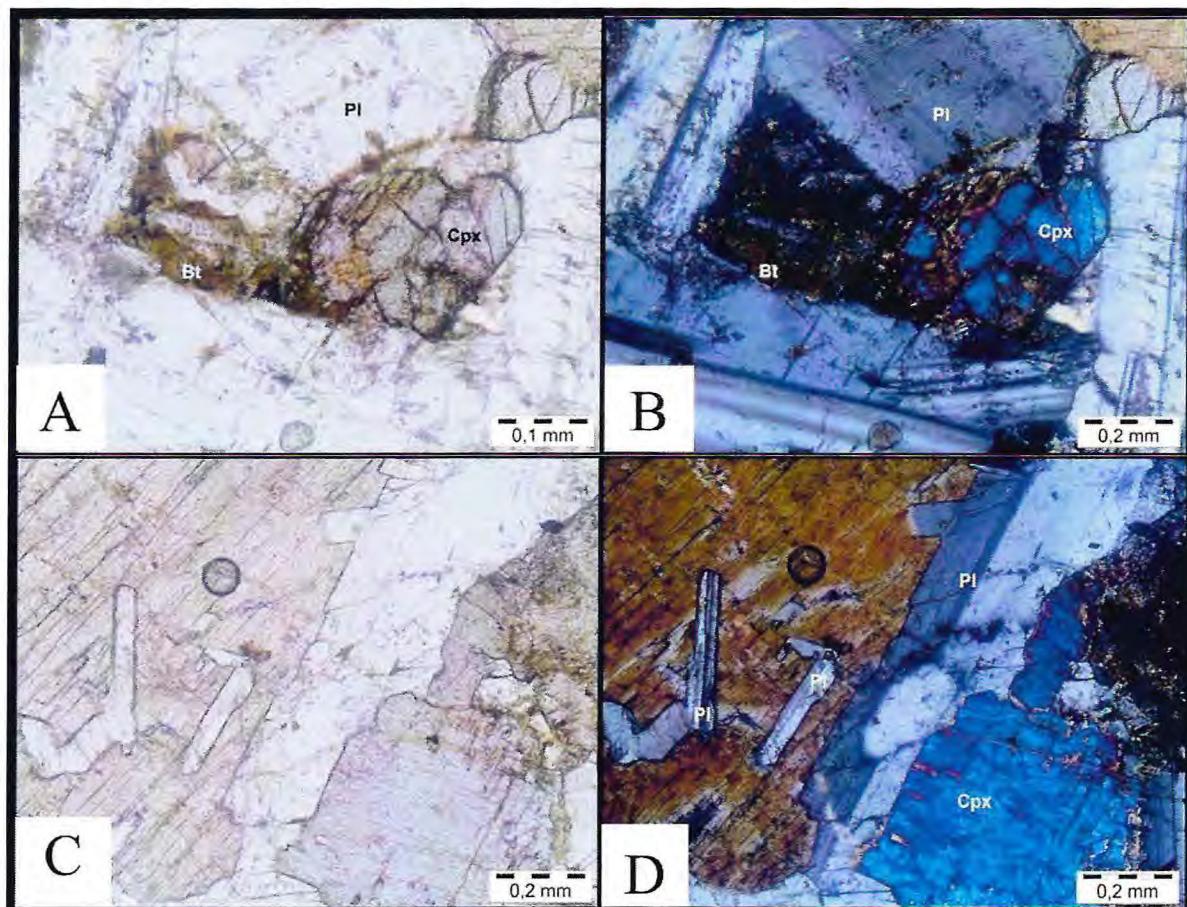
rocha. Apresentam textura hipidiomórfica, subofítica, com cristais de plagioclásio, às vezes inclusos nos piroxenios, estes últimos por sua vez, alterados parcialmente para biotita e opacos. Biotita e rutilo constituem a paragênese de alteração hidrotermal.

O plagioclásio exibe tamanho entre 0,14 e 1,4 mm nos fenocristais, alguns com geminação periclinina, contatos retilíneos, formas euedrais a subedrais.

A augita consiste preferencialmente de grãos prismáticos euédricos a subédricos entre 1 mm e 2 mm, às vezes, englobando os cristais de plagioclásios entre 0,10 mm e 0,40 mm definindo uma textura ofítica. Associado a esses piroxênios, presentes na borda encontram-se opacos caracterizados como ilmenita, o que permite classificar o clinopiroxenio como titano-augita.

A biotita é neoformada e tem tamanho entre 0,50 e 0,95 mm. Ocorre como produto de alteração da augita com formas anedrais e entre os insterstícios dos clinopiroxenios preenchendo microfraturas resultante de processos hidrotermais (Fig. 4.8).

Figura 4.8 - a) Clinopiroxenio alterado parcialmente para biotita. Luz Natural; b) Luz polarizada; c) Textura subofítica definida por cristais de plagioclásio inclusos em piroxenio. Luz Natural; d) Mesma fotomicrografia sob luz polarizada mostrando as cores características do piroxênio. Luz polarizada;



Fonte: Elaborado pelos autores.

4.4 Diques diabásicos

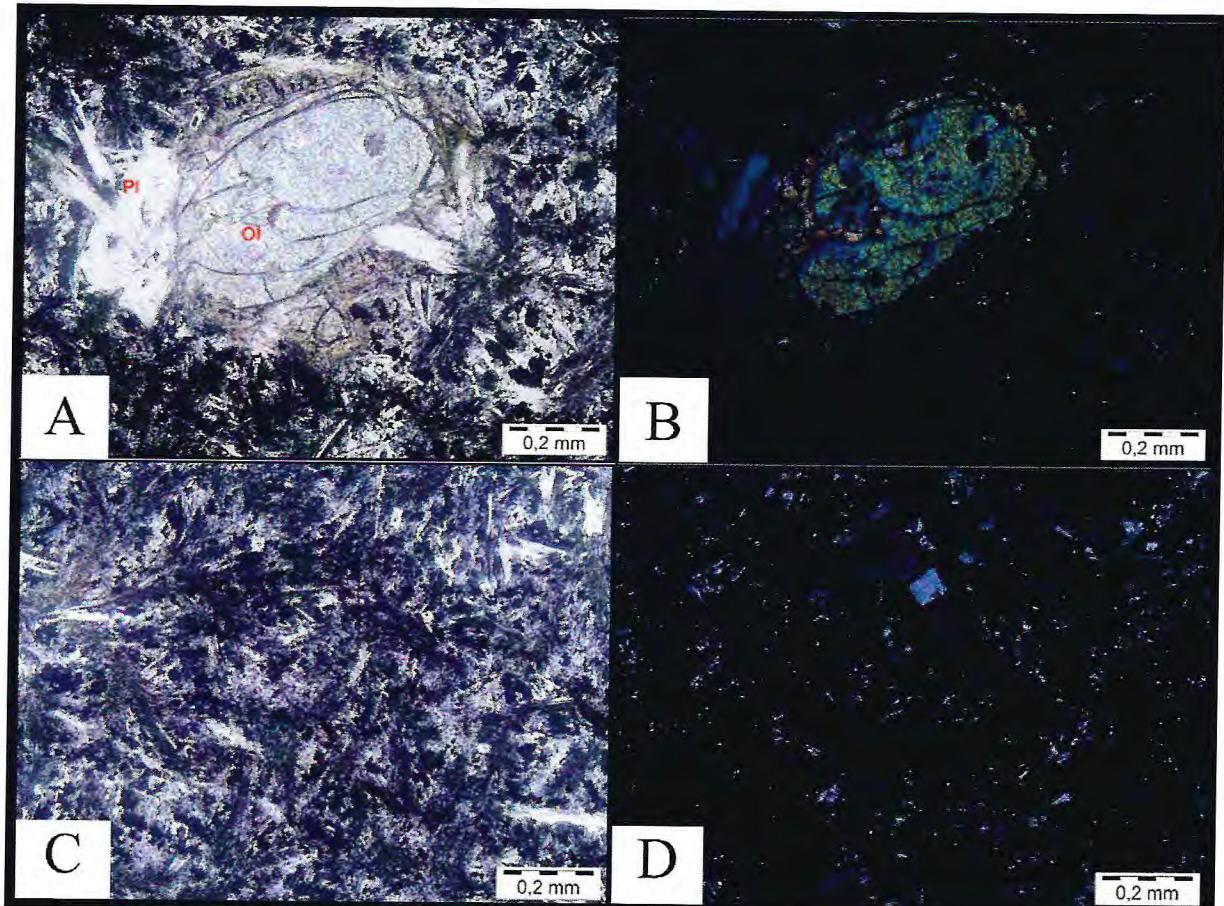
Os diabásios estudados apresentam granulação fina, textura subdiomórfica a hipidiomórfica, intergranular, constituída essencialmente por plagioclásio (micrólitos e fenocristais) que representam cerca de 50% do volume da rocha e clinopiroxenio 25%. Ocorrem ainda em menor quantidade olivina e biotita, esta como mineral secundário. Apresentam matriz amorfica rica em opacos com tamanho médio de 0,1 mm, impregnada de micrólitos ripiformes de plagioclásio. O clinopiroxenio é intersticial e aparece como cristais subedrais, fraturados, com dimensões entre 0,2 mm a 0,6 mm.

A olivina ocorre subordinadamente como cristais ovalados de 0,62 mm, fraturados e alterados para indigsita ao longo das bordas, com aureola de 0,05 mm (Fig. 4.9a).

Os micrólitos de plagioclásio apresentam tamanho em torno de 0,20 mm e hábito esqueletal, similar a *rabo de andorinha*, sugestivo de resfriamento magnético rápido. Os fenocristais de plagioclásio exibem textura do tipo peneira (*sieve texture*), interpretados por alguns autores como o resultado de processos de *mixing*. Esses fenocristais apresentam dimensões da ordem de 0,38 mm e estão fortemente corroídos, exibindo aspecto esponjoso, cujos buracos, são ocupados pela matriz amorfica com óxidos de ferro e titânia e pelos micrólitos aciculares de plagioclásio. Essas feições são indicativas de reações de corrosão magnética causadas por instabilidades das fases minerais precoces com o líquido residual diante das variações de P e T no processo magnético. Os cristais euédricos e subédricos com tamanhos 0,38 mm parecem estar sendo invadidos pela massa amorfica (Fig. 4.9d).

A biotita é anedral, variando de 0,10 mm a 0,30 mm, aparece nos intertícios e fraturas do clinopiroxenio.

Figura 4.9 - a) Diabásio exibindo fenocristal “ovalado” de olivina com bordas alteradas para indigsita. Luz Natural; b) Sob Luz Polarizada; c) Fenocristal de plagioclásio em meio a matriz rica em material amorfó e microlitos de plagioclásio; d) matriz com aspecto amorfó escuro (material vítreo) e microlitos esqueletais de plagioclásio.

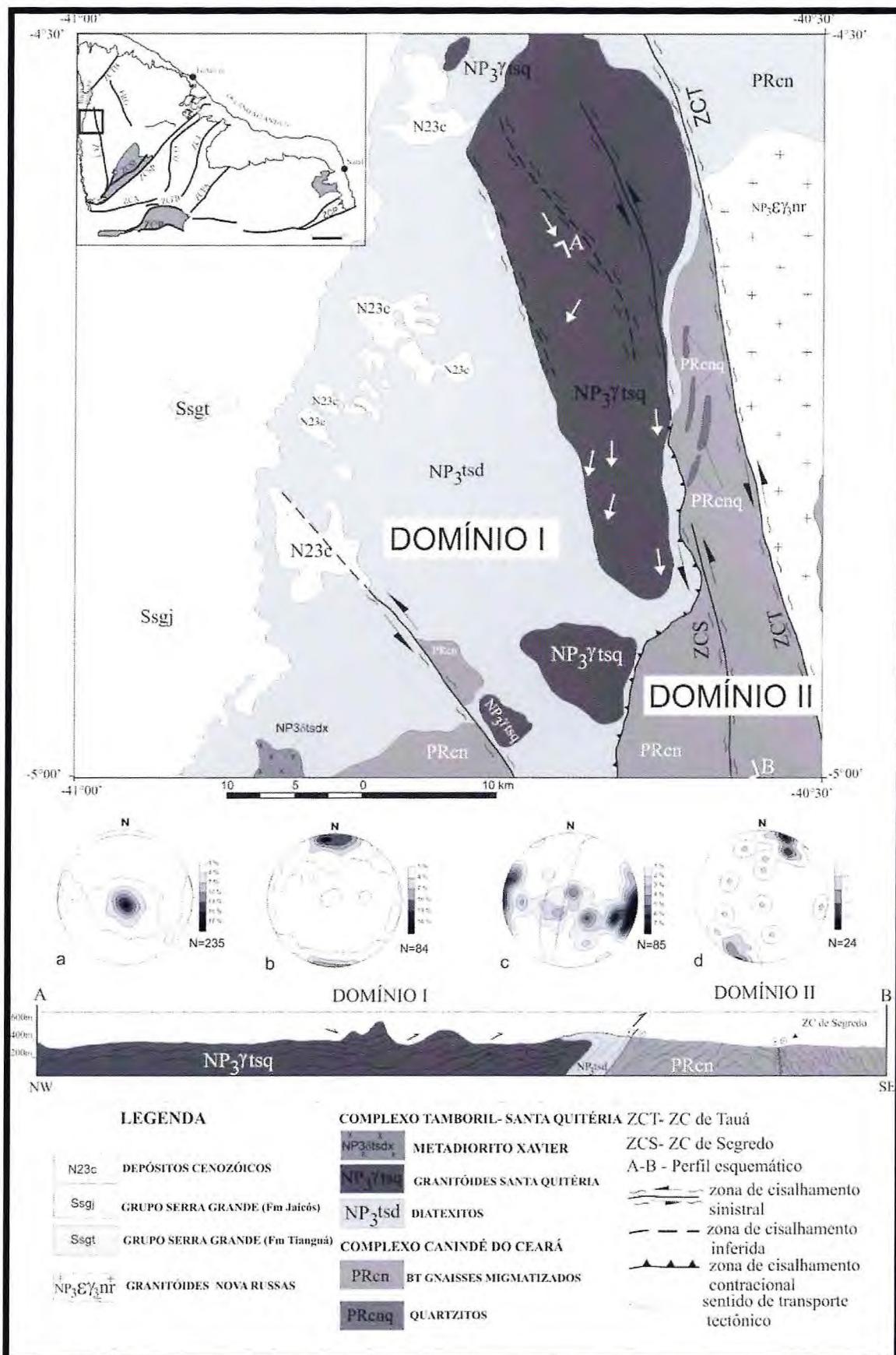


Fonte: Elaborado pelos autores.

5. GEOLOGIA ESTRUTURAL

O conhecimento sobre os aspectos estruturais da região ainda é limitado e, até a realização desta monografia, restringia-se ao trabalho de Braga *et. al.*, (2011). Esses autores compartimentam a geologia da região em dois domínios tectônicos: i) o Domínio I, localizado a oeste da área, que teria sido afetado por uma deformação tangencial (Dn), materializada por uma foliação sub horizontal com mergulho para N, associado a lineação frontal, e com sentido de movimentação de massa em torno de SSE a SSW, preservado nas rochas do Complexo Tamboril-Santa Quitéria (CTSQ), ii) o Domínio II, concentrado na porção leste, caracterizado por foliação subverticalizada, com lineação direcional, de baixo cimento para NE, e associado basicamente com zonas de cisalhamento transcorrentes, entre as quais a Zona de Cisalhamento Tauá (ZCT) (Fig.5.1). Para a área de estudo em questão, os eventos deformacionais podem ser atribuídos ao Domínio I.

Figura 5.1 - Domínios estruturais do Complexo Tamboril-Santa Quitéria.

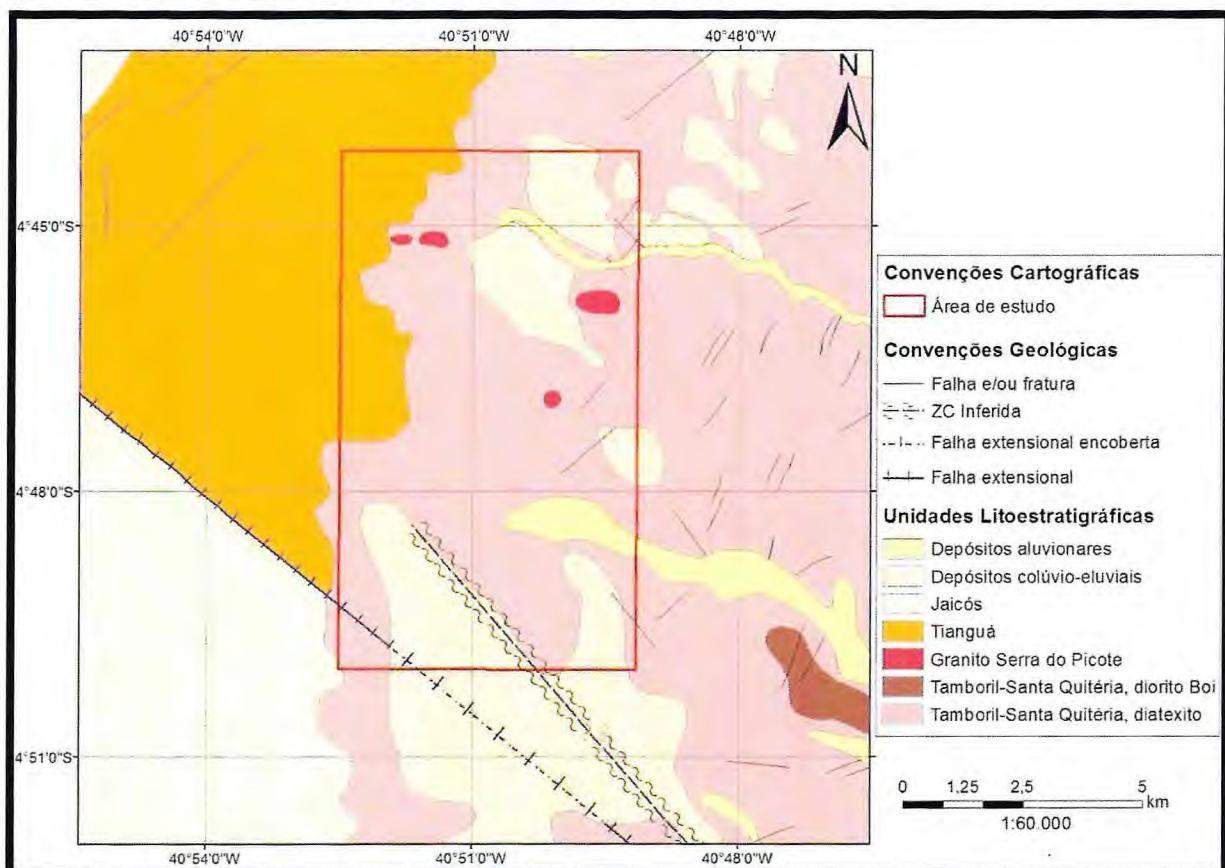


Fonte: Braga *et. al.*, (2011).

Ainda de acordo com Braga *et. al.*, (2011), a região de Ararendá e Ipaporanga é marcada por dois lineamentos principais que cruzam as rochas do Complexo Tamboril-Santa Quitéria, cortando a foliação regional, sendo:

- Zona de Cisalhamento Inferida, com direção NNW/SSE, encontrando-se parcialmente encoberta;
- Falha encoberta, com direção NW/SE, delimitando os contatos da Formação Tianguá e Formação Jaicós, e que em nossa opinião, provavelmente contribuiu para a geração e/ou transporte da mineralização (Fig. 5.2).

Figura 5.2 - Lineamentos principais que ocorrem na área de estudo.



Fonte: Modificado de Braga *et. al.*, 2013.

No presente trabalho são reconhecidas pelo menos duas fases tectônicas distintas, onde:

- A primeira fase está essencialmente relacionada à deformação regional, responsável pela geração em regime dúctil, como a formação das foliações, lineações, zonas de cisalhamento e dobras;
- A última fase responsável pela formação em regime rúptil, gerando as falhas/fraturas presentes na região.

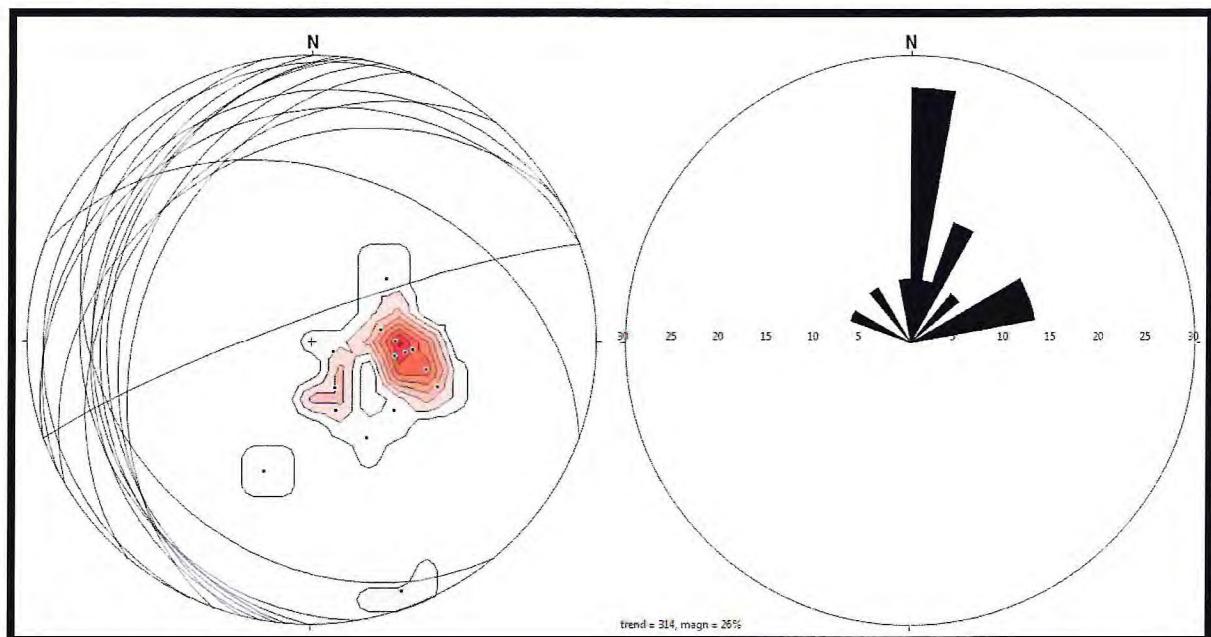
5.1 Regime Dúctil

As principais evidências de um regime dúctil na região estão marcadas por dobras, milimétricas a centimétricas, observadas nos diatexitos/metatexitos, como também nas foliações milonitzadas, caracterizando a influência de zonas de cisalhamento dúcteis.

5.1.1 *Foliação*

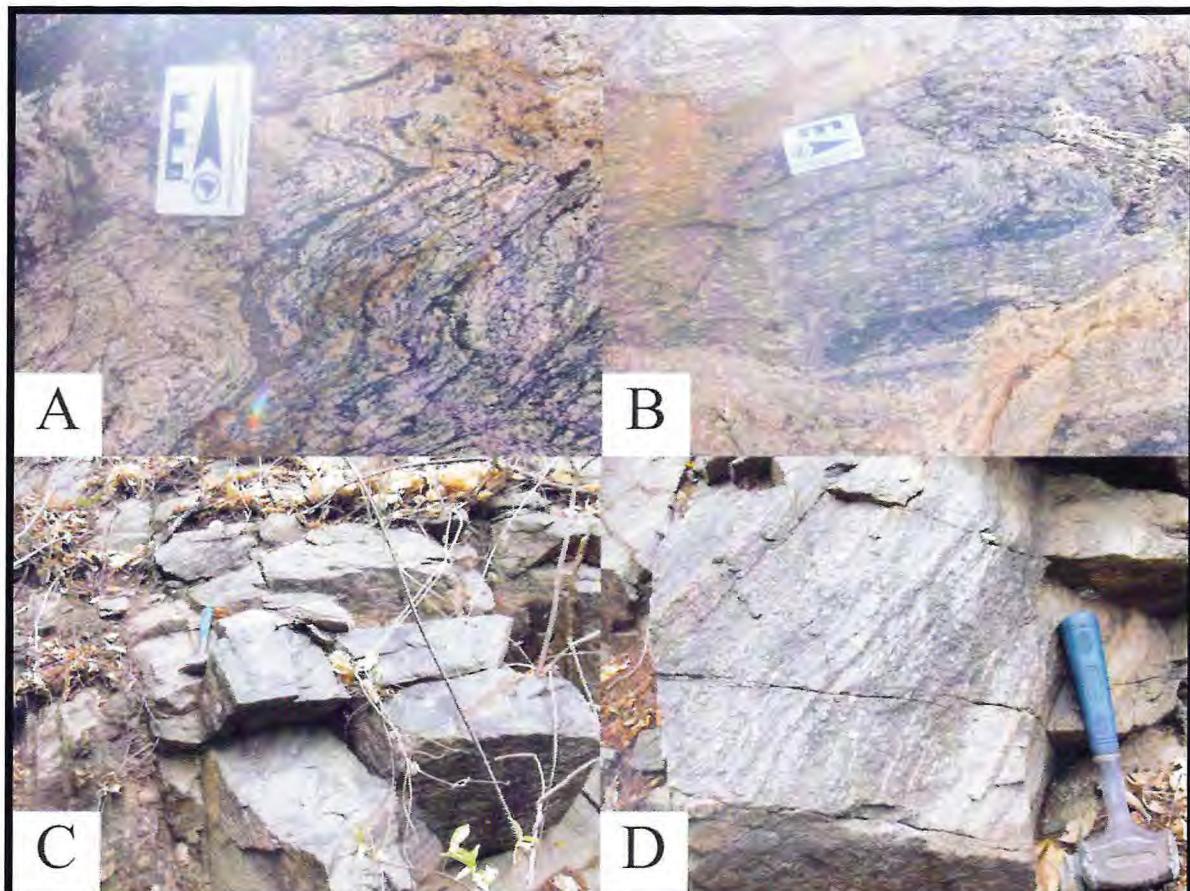
A foliação regional está marcada principalmente junto às rochas neoproterozoicas do Complexo Tamboril-Santa Quitéria, onde se observa um *strike* principal NNE (Fig. 5.3), caracterizado por foliação de baixo a médio ângulo e lineação mineral sublinhada por cristais deformados de quartzo, pórfiros de feldspato e ainda pelo alinhamento de biotitas. As rochas podem ser agrupadas em duas associações litológicas: i) uma com predomínio de ortognaisses porfiríticos (Granitoides Sta. Quitéria) (Fig. 5.4c-d) e, ii) a outra dominada por rochas domínio granítico-migmatíticas (diatexitos/metatexitos). Os ortognaisses porfiríticos apresentam bandamento metamórfico definido pela orientação da biotita e do k-feldspato, este último aparecendo como fenocristais sigmoidais; e os diatexitos/metatexitos exibem estrutura bandada homogênea, contendo bandas félsicas resultantes de um processo de fusão parcial, juntamente com bandas maficas, representantes das porções que resistiram à fusão (Fig. 5.4). Em ambas, a foliação por vezes apresenta-se milonitzada, com mergulho variando entre 20° a 35°, com sentido para NNW.

Figura 5.3 – Estereograma apresentando plotagem dos planos e polos de 15 medidas de foliação dos ortognaisses porfiríticos e diatexitos/metatexitos da região; e a direita a representação das mesmas medidas no diagrama de roseta, podendo-se concluir que a deformação regional possui direção preferencial NNE.



Fonte: Elaborado pelos autores.

Figura 5.4-a) Afloramento com estruturas dobradas marcando a transição diatexito/metatexito [P070: 297724m E/9467884m N]; b) Segregação de minerais máficos (*schlieren*) [P070: 297724m E/9467884m N]; c) Afloramento expressivo do ortognaisse porfírico [P236: 298270m E/9474000m N]; d) Fenocristais de k-feldspato marcando o bandamento metamórfico [P236: 298270m E/9474000m N].

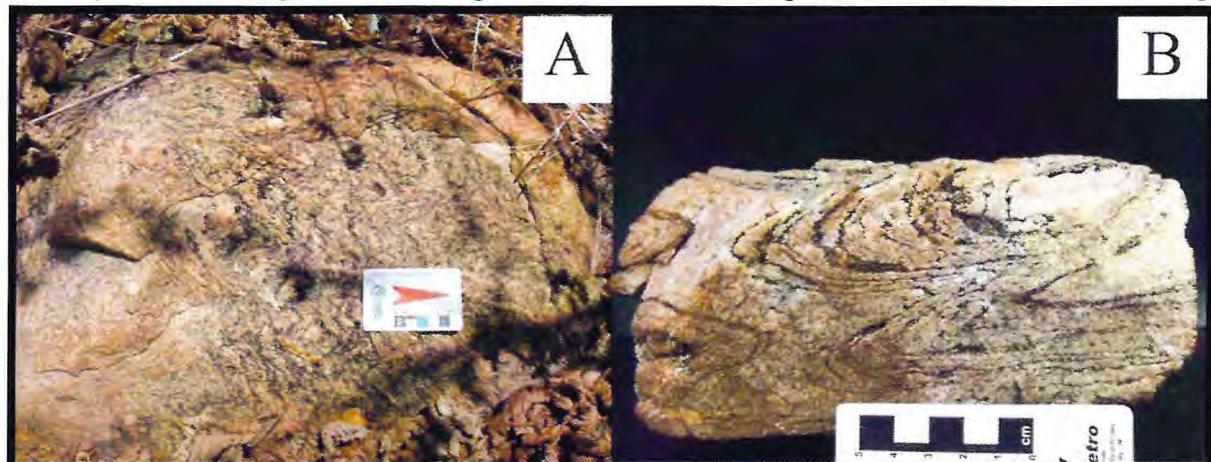


Fonte: Elaborado pelos autores.

5.1.2 Dobras

As dobras estão evidenciadas principalmente nos diatexitos/metatexitos, sendo classificadas como: assimétricas, intrafoliais (Fig. 5.5b), e de crenulação de pequena escala. Estas dobras foram ocasionadas por arrasto da foliação decorrido da deformação regional. As dobras estão restritas às zonas cisalhadas e a zonas de transição dos ortognaisse porfiríticos para metatexitos e metatexitos para diatexitos.

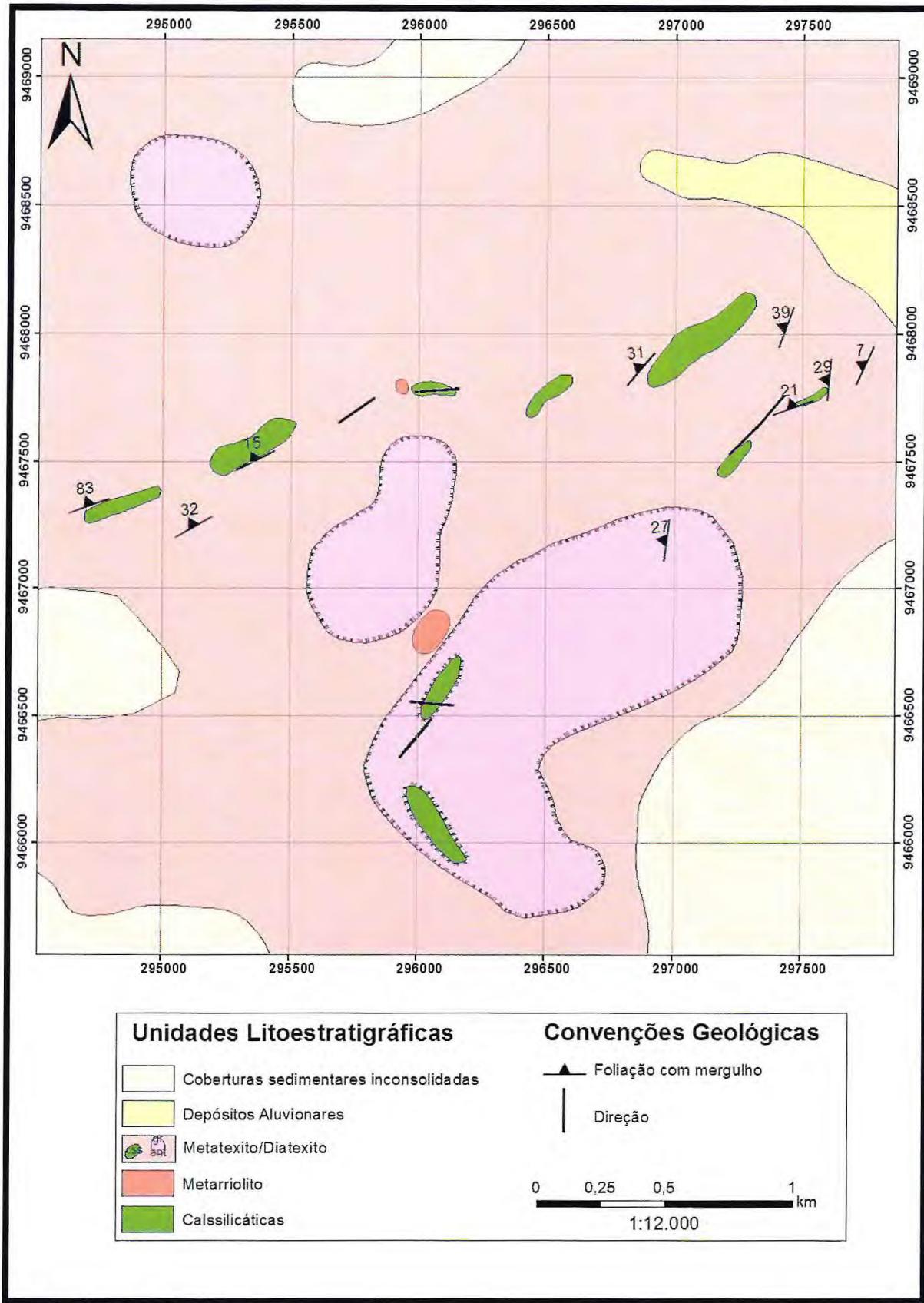
Figura 5.5-a) Bandamento Sn, crenulado, sendo transposto por foliação Sn+1;b) Dobras intrafoliaias associadas à deformação em condições dúcteis ligadas ao cisalhamento [P136: 295206m E/9467434m N].



Fonte: Elaborado pelos autores.

Foi inferido também uma possível dobra assimétrica de grande escala acompanhada de lentes calcissilicáticas contornando seus flancos. Esta dobra provavelmente é resultante do evento anatético que atingiu o pacote supracrustal, e está materializada nos diatexito/metatexitos (Fig. 5.6).

Figura 5.6 – Possível dobra assimétrica de grande escala delimitada pelas lentes calcissilicáticas.

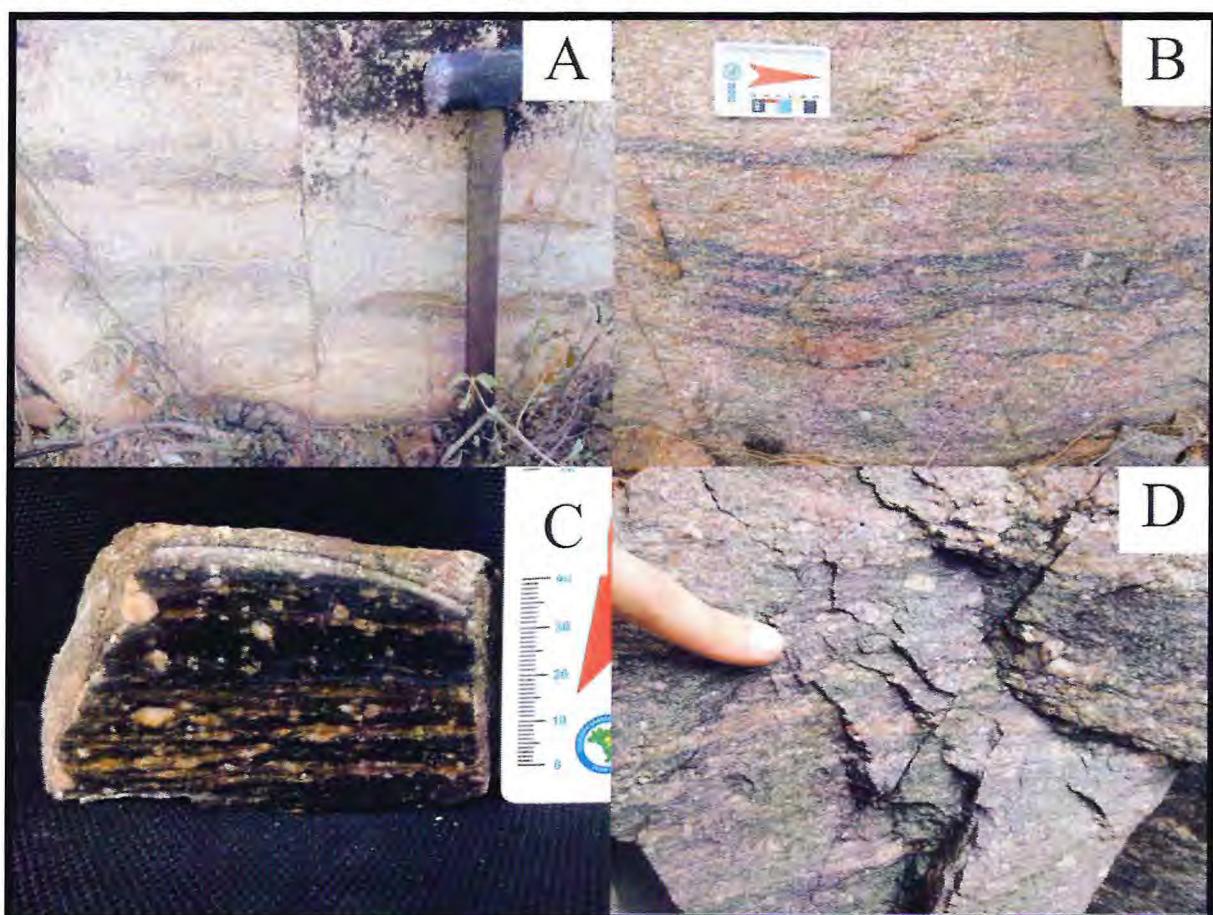


Fonte: Elaborado pelos autores.

5.1.3 Zona de Cisalhamento Dúctil

As foliações miloníticas, presentes em diversas rochas neoproterozoicas da região, salientam a fase de deformação dúctil, que está principalmente marcada nos ortognaisses porfiríticos, localizados a nordeste da área. Apresentam-se com direção NW e exibem estruturas penetrativas de baixo ângulo. Nas zonas mais milonitizadas dos ortognaisses porfiríticos, os porfiroclastos de feldspatos potássicos apresentam caldas de recristalização assimétrica. A recristalização dinâmica é impressa também na matriz fina constituída por quartzo, plagioclásio e biotita. Tais rochas apresentam similaridades texturais e composicionais aos granitoides Santa Quitéria descritos por Braga *et. al.*, (2011). Em vista dessas feições estruturais e petrográficas, pode-se pensar que estes milonitos materializam uma zona de cisalhamento de caráter dúctil, aparentemente separando o domínio dos metatexitos/diatexitos dos granitoides porfiríticos Santa Quitéria (Fig. 5.7).

Figura 5.7 - a) Falha deslocando a estrutura nebulítica dos diatexitos/metatexitos [P070: 297724m E/9467884m N]; b, c e d) Ortognaisse porfirítico exibindo bandamento milonítico e porfiroclastos de feldspato potássico com caldas de recristalização acompanhando a foliação [P238: 298266m E/9473850m N].



Fonte: Elaborado pelos autores.

5.1.4 Lineações

As lineações minerais ocorrem nos ortognaisses porfiríticos e diatexitos/metatexitos. A lineação mineral nos ortognaisses porfiríticos está evidenciada pelo estiramento dos fenocristais de k-feldspatos, enquanto que nos diatexitos/metatexitos, ocorre por agregados alongados formados por biotita e anfibólito (Fig. 5.8).

Figura 5.8 - a) Lineação de estiramento mineral nos diatexitos/metatexitos [P070: 297724m E/9467884m N];ab) Lineação de estiramento mineral marcados pelos pórfiros de feldspato potássico; c) Lineações subhorizontais [P238: 298266m E/9473850m N].



Fonte: Elaborado pelos autores.

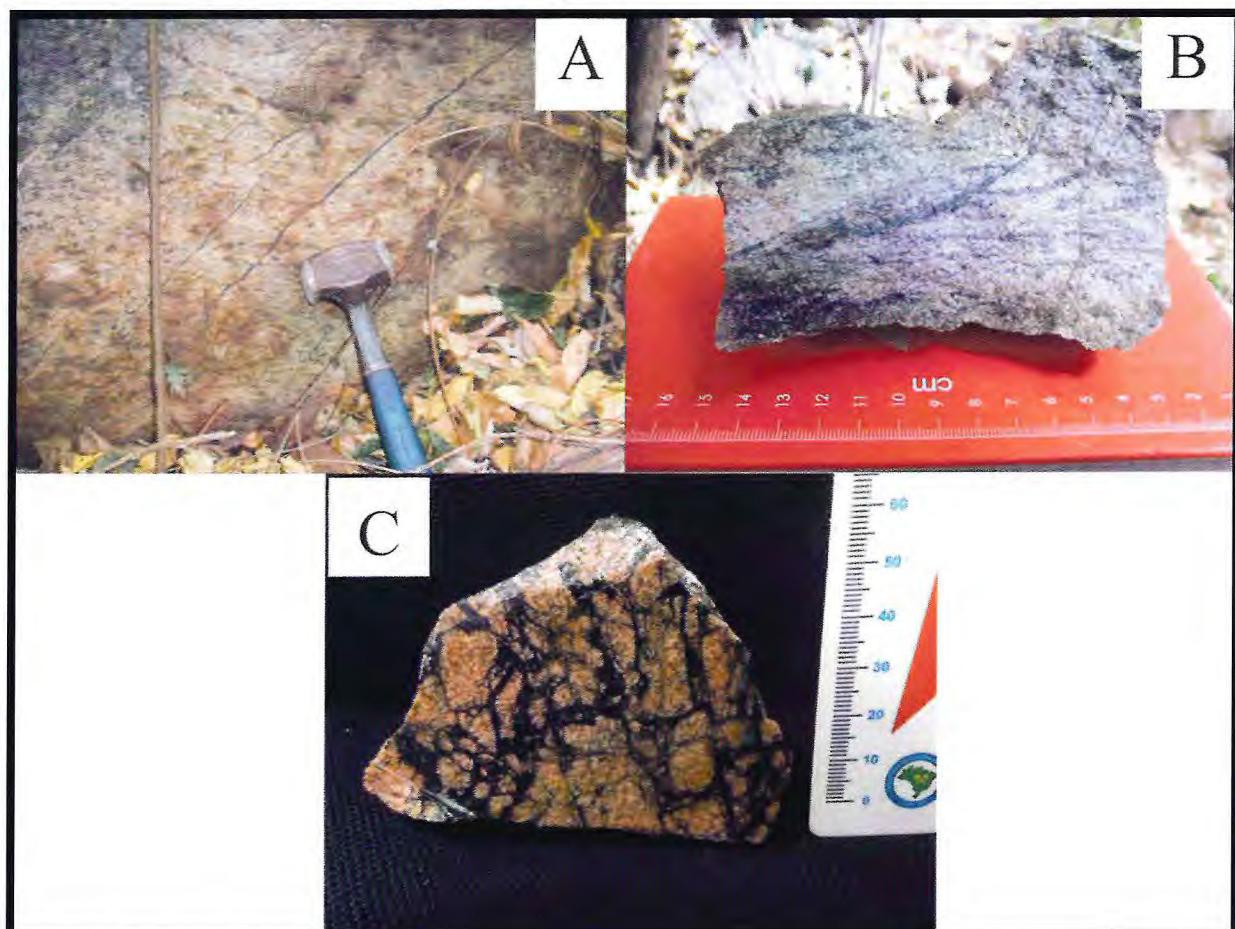
5.1.2 Regime rúptil

O regime de deformação rúptil é representado por falhamentos que afetam praticamente todos os litotipos, além de brechas, que foram encontradas associadas ao minério *stratabound*, e pseudotaquilitos.

A noroeste da área foram encontradas rochas leucograníticas injetadas por veios entrelaçados (stockworks) de material afanítico, escuros, de natureza vítrea, de espessura

milimétrica (<5mm), interpretados como pseudotaquilitos (Fig. 5.9c). Esse tectonito indica a existência de um regime de natureza rúptil, raso, e restrito a uma pequena área de ocorrência.

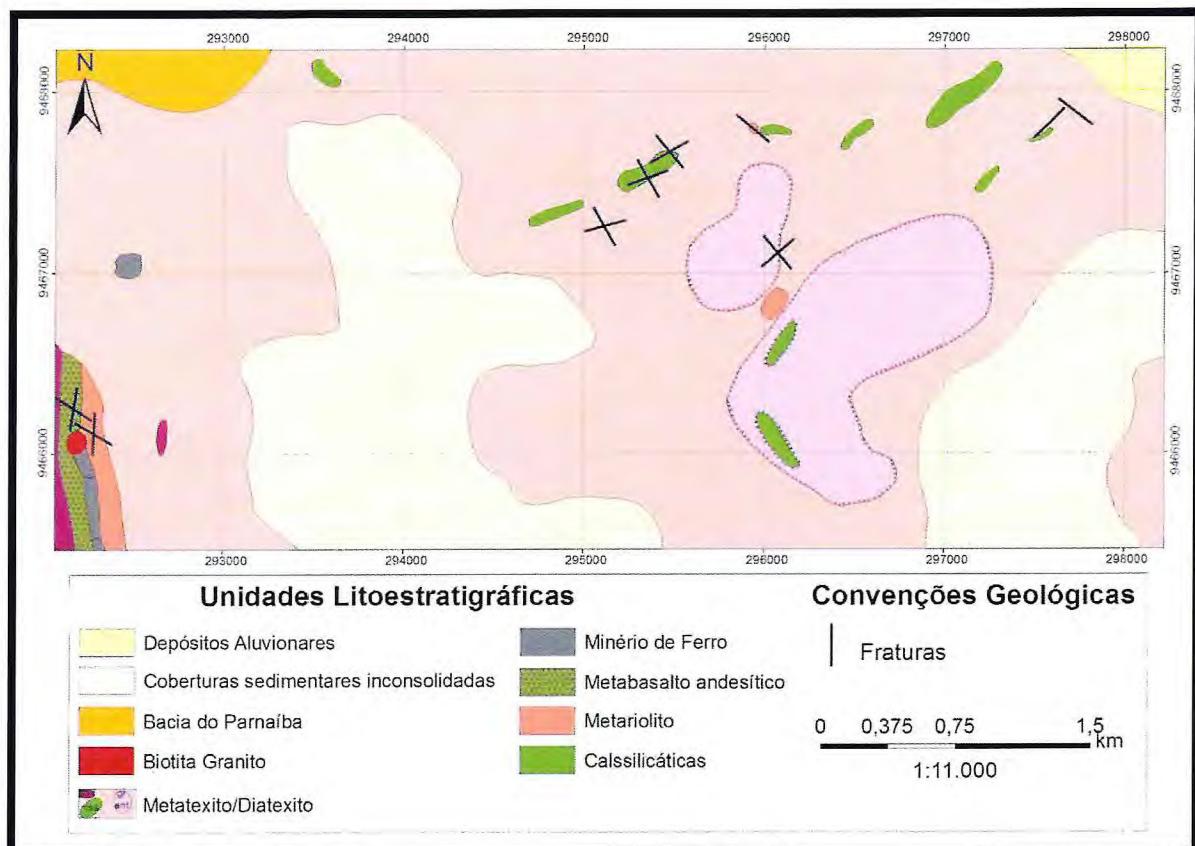
Figura 5.9 - a) Rocha leucogranítica cortada por pseudotaquilitos [P031: 293556m E/9474984m N]; b) Amostra de mão da foto anterior, exibindo com detalhes, a presença de stockworks; c) Brechas magnéticas associados a zona mineralizada [P106: 292195m E/9466028m N].



Fonte: Elaborado pelos autores.

Na zona mineralizada, observa-se um padrão geométrico de juntas escalonadas localizadas em porções do minério bandado, sendo testemunhos de processo extensionais, possivelmente produtos da falha encoberta, com direção NW/SE, além de fraturas generalizadas associadas às brechas e os pseudotaquilitos (Fig. 5.10).

Figura 5.10 - Mapa ilustrativo dos principais padrões de fraturamento encontradas na região sul da área de estudo.



Fonte: Elaborado pelos autores.

As juntas sistemáticas podem ser divididas em duas famílias, sendo a primeira apresentando uma direção preferencial NW/SE, e a segunda com direção NE/SW. Este padrão de fraturamento é observado por toda a área, presente nas metavulcânicas, diatexitos/metatextitos, calcissilicáticas e ortognaisse porfirítico, corroborando se tratar do último evento deformacional da região (Fig. 5.11).

Figura 5.11 – Metarriolitos intensamente fraturados, apresentando os dois padrões de fraturamentos [P107: 292276m E/9466111m N]. Diagrama de roseta enfatizando a direção preferencial NW.



Fonte: Elaborado pelos autores.

6. METAMORFISMO

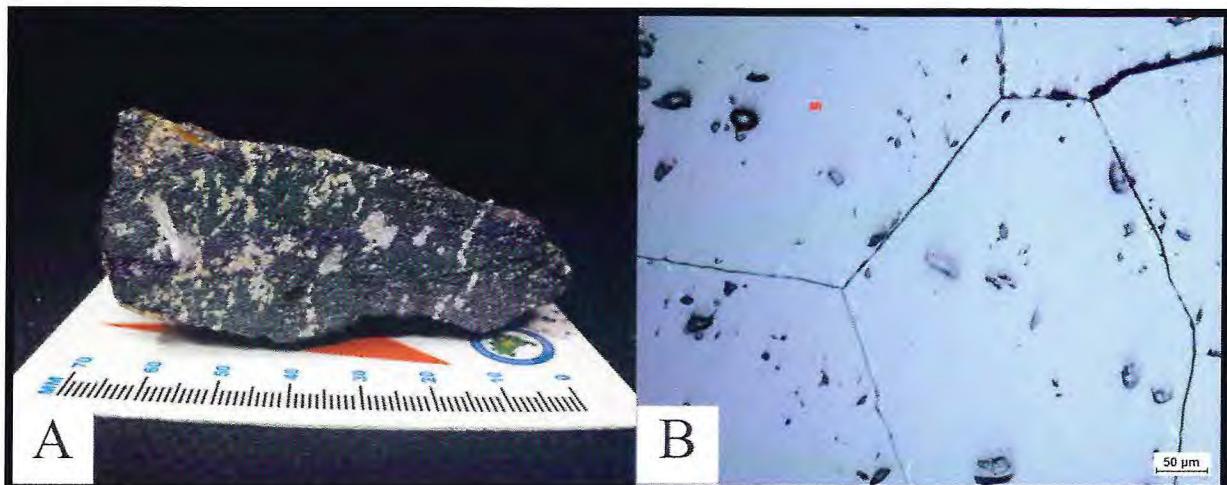
Os estudos microscópicos, em conformidade com a literatura, mostram que a região foi submetida a quatro tipos de metamorfismo: i) metamorfismo de contato, marcado por rochas do fácie *hornblenda-hornfels*; ii) metamorfismo hidrotermal, uma variante do metamorfismo de contato; iii) metamorfismo regional, representado por uma associação metamórfica do fácie anfibolito de intensidade média a alta, encontrada junto ao embasamento; e iv) metamorfismo dinâmico.

As principais evidências petrográficas, que ajudaram a interpretar o metamorfismo nestas rochas, foram aspectos texturais, estruturais, geminações deformadas, recristalização em subgrãos, extinção ondulante e lamelas de deformação, entre outros. Os tipos de metamorfismo serão descritos com base no mecanismo atuante e os cenários de ocorrência:

6.1 Metamorfismo de Contato

Esse metamorfismo resulta da elevação de temperatura de rochas encaixantes próximas de intrusões ígneas (Yardley, 2004). Na região, ele é caracterizado junto a intrusão de granitoides tardi-brasiliões que causou, em zonas restritas das encaixantes calcissilicáticas, metamorfismo de contato do fácie *hornblenda-hornfels* e *piroxênio-hornfels*, o qual é responsável pela formação de *skarns* com assembleias minerais constituídas principalmente por granadas e clinopiroxeno. Nos contatos do biotita granito com o minério de ferro *stratabound* são comuns a recristalização de cristais de magnetita e apatita neoformados com arranjos poligonais exibindo junções tríplices, resultado de recristalização induzida pelo metamorfismo termal (Fig. 6.1).

Figura 6.1 - a) Amostra de mão do minério *stratabound* coletado proximo ao contato com o biotita granito [P258: 292208m E/9466038m N]; b) Recristalização dos cristais de magnetita, caracterizados pelos contatos poligonais.



Fonte: Elaborado pelos autores

Adicionalmente, arenitos do Grupo Serra Grande na região exibem estrutura bastante compacta, de aspecto cozido e pouco friável. Isso sugere a existência de uma fonte térmica que induziu este cozimento, cuja fonte resta a precisar. Entretanto, a presença de blocos hematíticos de origem hidrotermal ou magmática com clastos de arenitos centimétricos em seu interior poderia ser considerada como a possível fonte térmica para este cozimento. Não se descarta também que este cozimento pode estar relacionado a presença de diques básicos porfiríticos que são comuns na região ou mesmo a processos de litificação por ocasião de sua formação na base do pacote sedimentar.

6.2 Metamorfismo Hidrotermal

O termo é aqui utilizado para definir processos metassomáticos onde ocorrem trocas iônicas entre H_2O quente e o contato das paredes das fraturas, com temperaturas entre 100° e 500° C. O hidrotermalismo modificou a composição química de algumas rochas através da adição de elementos químicos, indicando uma elevada razão fluido/rocha, principalmente na área mineralizada.

Entre as feições relacionadas à ação do hidrotermalismo tem-se albitização, anfibolitização, feldspatização potássica, cloritização, biotitização, epidotização, escapolitização e sulfetação.

A albitização é uma das principais fases de alteração e está presente junto aos granitoides e as rochas calcissilicáticas da região que mostram diferentes graus de albitização,

marcada pela transformação de feldspato cálcico em albita, ou feldspato potássico em feldspato sódico, sendo a primeira substituição a mais comum. Acompanhando essa fase de descalcificação dos plagioclásios tem-se a formação de mica branca nas porções centrais do plagioclasio. Nas rochas graníticas *sensu lato*, como os granodioritos, monzogranitos, dioritos e biotitas granitos, as prováveis reações que podem descrever a albitização são:



O metassomatismo sódico foi também o mais precoce, seguido pela posteriormente pela potassificação, cloritização e epidotização.

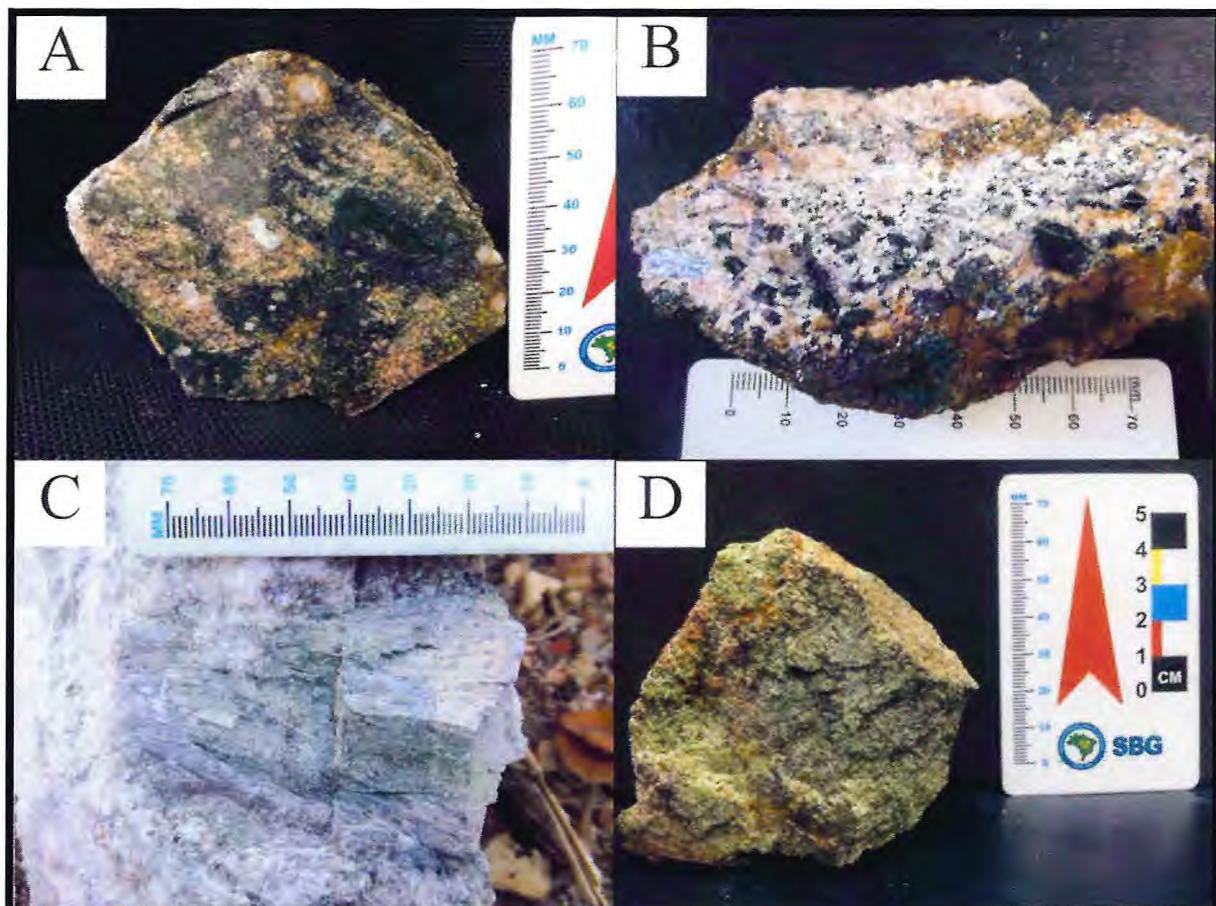
A anfibolitização está presente junto às rochas calcissilicáticas, marcadas pela substituição do clinopiroxeno pela hornblenda, que se encontra acompanhada de clorita e epidoto. Não raro, alguns minerais da paragênese original são preservados após a fase metamorfo-metassomática. Esta associação geralmente composta de plagioclásio + piroxênio é designada na literatura como *periskarn*.

A feldspatização potássica é observada, sobretudo junto ao contato de biotita granito com o minério de ferro *stratabound*. É marcada pela neoformação de agregados de biotita, de até 1 cm de tamanho, ao longo de fraturas no minério *stratabound* e pela neoformação de microclina junto ao metabasalto-andesítico hospedeiro da mineralização (Fig. 6.2a-b).

A fase sulfetação é caracterizada predominantemente por sulfetos de cobre (calcopirita e bornita) que se superpõem a fase de oxidação e potassificação junto ao minério magnetítico *stratabound*.

A escapolitização é vista principalmente junto a algumas calcissilicáticas da área de estudo, sugestiva da intervenção de fluidos de alta salinidade.

Figura 6.2 - Registro dos principais produtos do processo metamórfico – metassomáticosofrido pelas rochas da região: a) Potassificação e cloritização em metabasaltos-andesíticos marcados pela neoformação de microclina e pela desestabilização da biotita em clorita (em verde) [P106: 292195m E/9466028m N]; b) A potassificação imposta no biotita granito resultou no desenvolvimento de biotita hidrotermal e feldspato potássico [P258: 292208m E/9466038m N]; c) O forte metassomatismo cálcio-sódico nas calcissilicáticas, sendo responsável pela formação de megacristais de actinolita em meio uma matriz com plagioclásio [P143: 295817m E/9467730m N]; d) Epidotização em rocha granítica obliterando praticamente toda textura e mineralogia primária [P101: 292244m E/ 9465957m N].

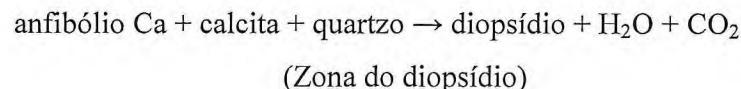
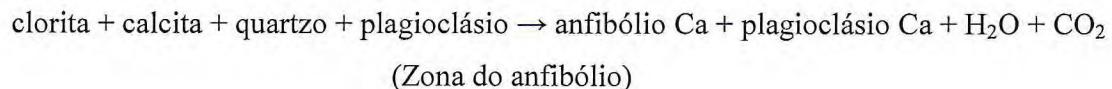


Fonte: Elaborado pelos autores.

6.3 Metamorfismo Regional

Esse regime metamórfico está associado à ação conjunta de calor, pressão e deformação. Calor e pressão causam as reações mineralógicas, enquanto a deformação produz dobras, falhas, fraturas, zonas de cisalhamento. Tal metamorfismo desenvolveu-se durante a Orogenia Brasiliana (~600Ma) e afetou tanto as rochas supracrustais, representadas por calcissilicáticas, quanto as infracrustais do embasamento Proterozoico compostas por granitos anatáticos e biotita gnaisses parcialmente migmatizados e tectonizados.

As rochas calcissilicáticas, formadas provavelmente por metamorfismo de margas, exibem comumente feições de bandamento metamórfico e de migmatização. O bandamento metamórfico é sublinhado pela recristalização dos minerais metamórficos pré-existentes, como anfibólito, piroxênio e plagioclásio, que formam bandas compostas por anfibólito e piroxênio que se alternam com bandas de plagioclásio. A migmatização é sublinhada por segregações ou bolsões milimétricos a centimétricos de anfibólito e piroxênio envolvidos por material neoformado rico em plagioclásio e quartzo. São comuns feições tardias com assembleias minerais de baixa temperatura (hornblenda, clorita, hornblenda, actinolita, epídoto) que obliteram quase que totalmente as estruturas e texturas adquiridas durante o metamorfismo regional, deixando a rocha com uma feição de dissolução (Fig. 6.3). As reações que demonstram a associação típica de grau anfibolito médio a alto segue abaixo:



Essas rochas, formadas por metamorfismo de margas, afloram na área de estudo predominantemente com feições de migmatização e subordinadamente com bandamento metamórfico, por anfibólitos, piroxênio e plagioclásio, ora preservando estruturas Sn e também ocorrendo na forma de lentes e bolsões.

No caso dos granitos anatáticos são comuns texturas ou estruturas nebulíticas marcadas por segregações de biotitas e anfibólitos em meio a matriz granítica. Comumente aparecem injetando as calcissilicáticas gerando brechas e desencadeando processos metassomáticos e hidrotermais (Fig. 6.3a-b).

Os biotita gnaisses tectonizados exibem uma associação mineral composta por álcali feldspato + biotita + plagioclásio + quartzo que sugere um campo para rochas ortoderivadas.

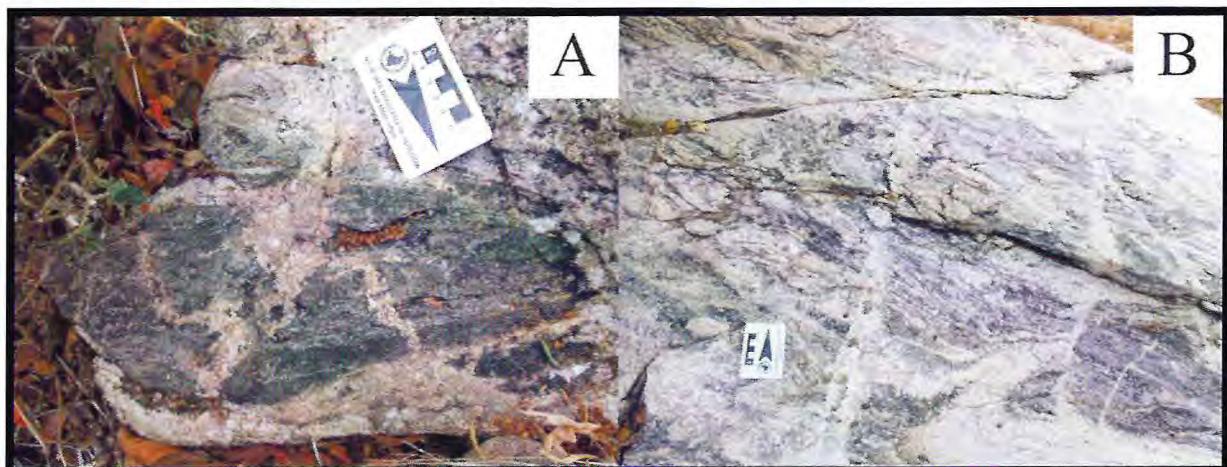
Os biotita gnaisses parcialmente migmatizados são representados por metatexitos que mostram estrutura bandada homogênea, contendo bandas félscicas resultantes de um processo de fusão parcial, juntamente com bandas máficas representantes das porções que resistiram à fusão. A geração do magma leucogranítico ocorreu no ápice do metamorfismo resultando rochas poucas aluminosas, sugerindo uma evolução a partir de um sistema Qtz + Pl + Bt + Ms

+ Kfs. A sequencia para a evolução contínua do embasamento com o aumento crescente da fusão seria:

Biotita gnaisse → biotita gnaisse migmatítico (metatexito) → diatexito heterogêneo → granito anatético ou diatexito homogêneo → biotita leucogranito

Segundo observações de campo, o metamorfismo é gradacional, e mostra evolução aparentemente evoluindo de oeste para leste, onde o pico metamórfico atingiu fácies anfibolito alto, gerando os granitos anatéticos (diatexitos).

Figura 6.3 – a) Restitos de calcissilicáticas retrabalhadas durante o Ciclo Brasiliano injetada por veios leucograníticos [P057: 296075m E/9466098m N]; b) Rocha calcissilicática parcial ou quase inteiramente migmatizada [P056: 296030m E/9466112m N].



Fonte: Elaborado pelos autores.

6.4 Metamorfismo Dinâmico

Os mecanismos deste regime metamórfico são responsáveis pelas mudanças texturais e estruturais das rochas, gerando rochas de falhas (brechas e pseudotaquilitos) em níveis crustais mais rasos, e rochas com trama foliada e milonitizada associadas a uma fase transcorrente. Assim, os principais produtos desse metamorfismo identificados na área são tectonitos rúpteis e dúcteis.

6.4.1 Tectonitos rúpteis

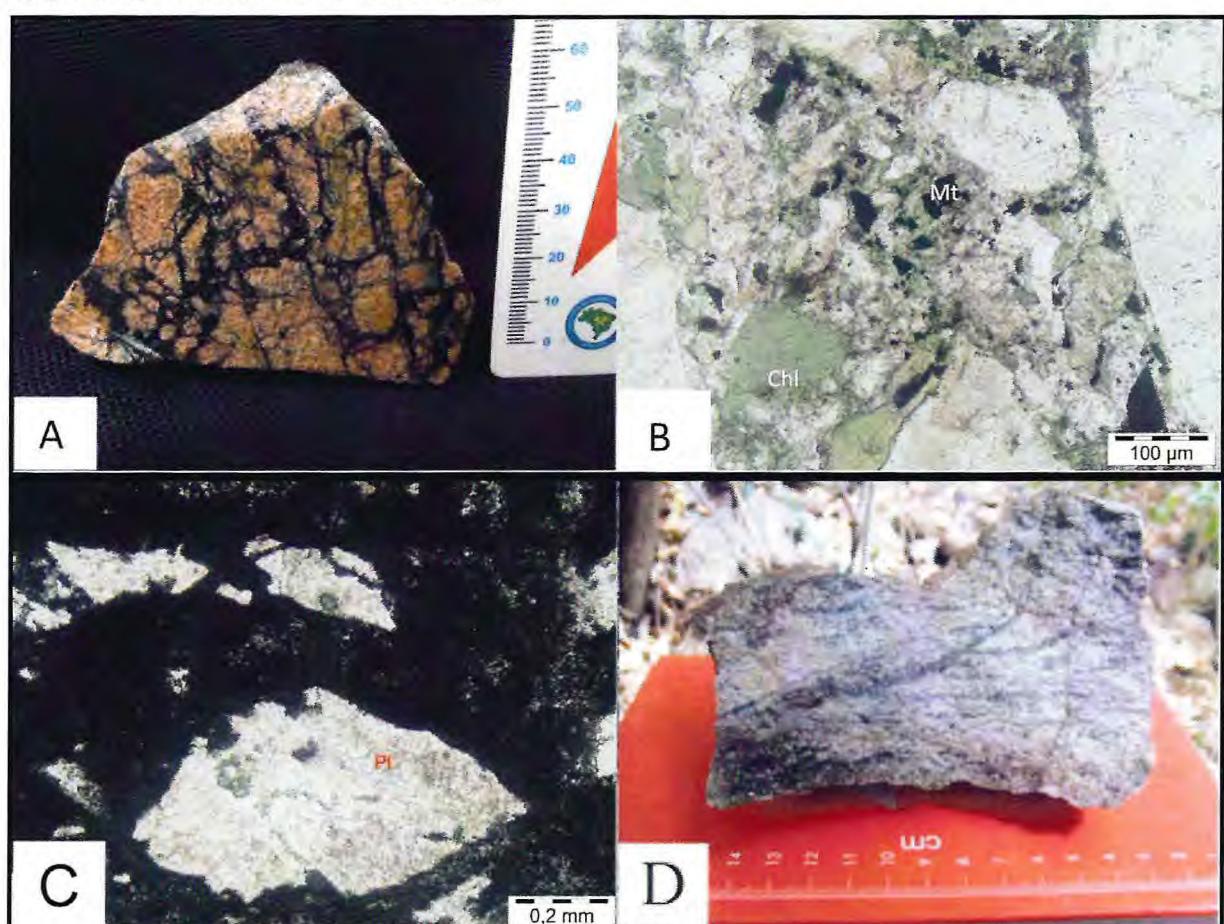
São representados por brechas e pseudotaquilitos. As primeiras estão posicionadas entre as rochas metavulcanicas e o minério *stratabound*. Consistem em brechas hidrotermais com fragmentos angulosos a subangulosos de biotita granito com veios preenchidos por

clorita e magnetita (Fig 6.4a). A presença de clorita preenchendo os microveios demonstra atuação de um processo retrometamórfico de baixa pressão e temperatura. Os pseudotaquilitos são encontrados na forma de filonetes cortando predominantemente os leucogranitoides (diatexitos). Possui matriz afanítica, amorfa com presença de magnetita (Fig. 6.4). Sua origem está associada a fenômenos envolvendo intensa movimentação ou fusão por atrito.

As rochas afetadas por esses processos são também acompanhadas por veios microscópicos compostos por granada e carbonatos, reflexo de uma fase tardia de alteração de baixa temperatura.

Ambos tectonitos foram interpretados como produtos de tectônica rúptil controlada por zona de falha.

Figura 6.4 – a) Brecha Granítica apresenta microfraturas preenchidas por clorita e hematita/magnetita [P106: 292195m E/9466028m N]; b) Seção delgada mostrando a desestabilização da biotita para clorita (biotita reequilibrada) e opacos, provavelmente titano-magnetita; c) Pseudotaquilitos em lamina é marcado por uma matriz amorfa preta; d) Microveios pseudotaquilitos preenchidos por carbonatos, anfíbólios e granadas de baixa temperatura [P031: 293556m E/9474984m N].

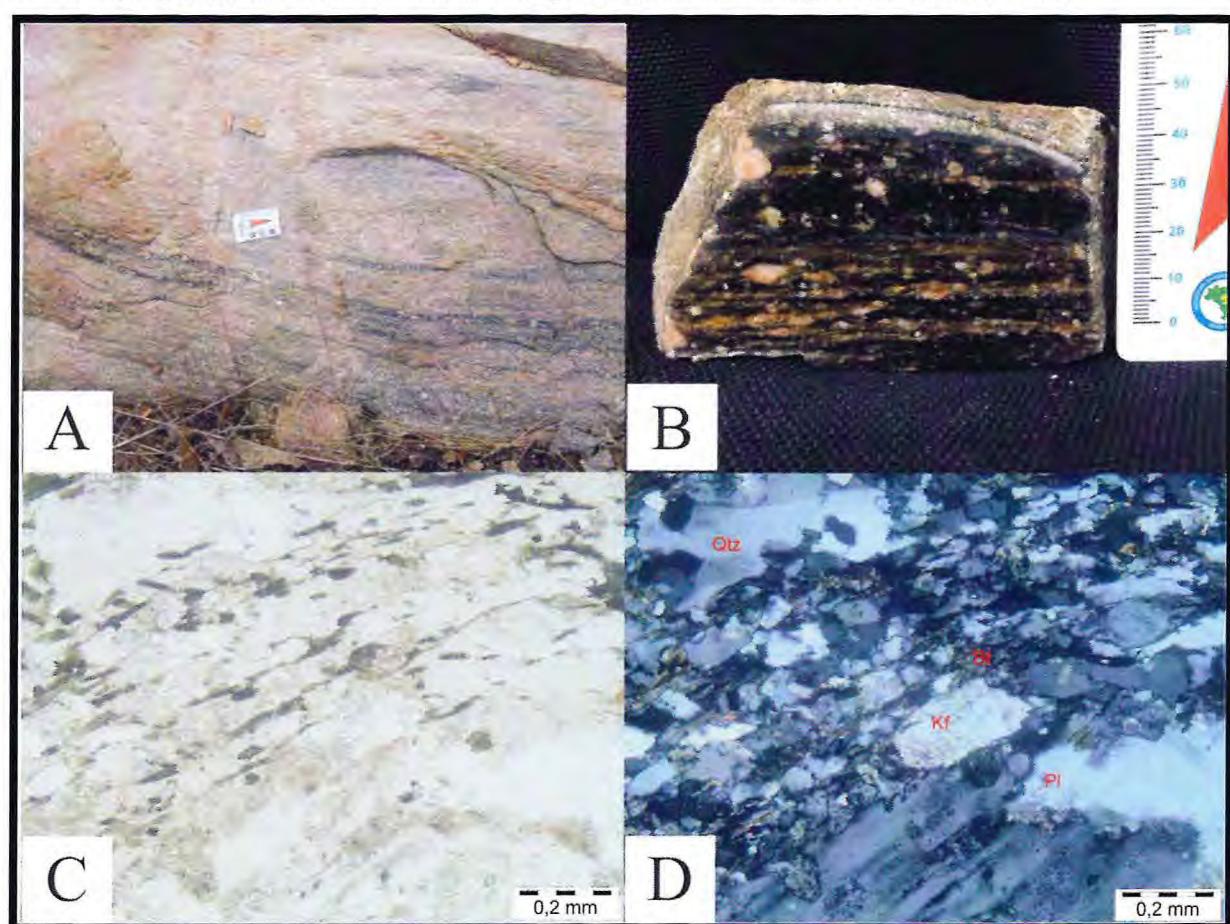


Fonte: Elaborado dos autores

6.4.2 Tectonito dúcveis

São representados pelos protomilonitos resultante de processo deformacional dúctil, em que o regime metamórfico dinâmico foi responsável pela recristalização e deformação dos grãos nos ortognaisses porfiríticos, que gerou biotita gnaisse protomilonitizado (Fig. 6.5a-b). Observações microscópicas como os *ribbons* de quartzo, extinção ondulante, contatos interlobados, recristalização dinâmica, desenvolvimento de subgrãos, bandas de deformação, porfiroclastos cinemáticos de feldspatos bordeados por cristais alongados de biotita, quartzo e plagioclásio, caracterizam o regime metamórfico dinâmico imposto nesta rocha (Fig. 6.5c-d).

Figura 6.5 – a) Afloramento do biotita gnaisse milonitizado [P238: 298266m E/9473850m N]; b) Amostra de mão selecionada para preparação de lâmina delgada mostrando porfiroclastos de feldspatos cisalhados e marcado por feições planares e lineares (Tectonito tipo L/S) [P238: 298266m E/9473850m N]; c) Lâmina em luz polarizada mostrando textura lepidoblástica definida por cristais de biotita; d) *Ribbons* de quartzo, acompanhado de orientação preferencial de biotitas contornando porfiroclastos de k-feldspatos em nicos cruzados.



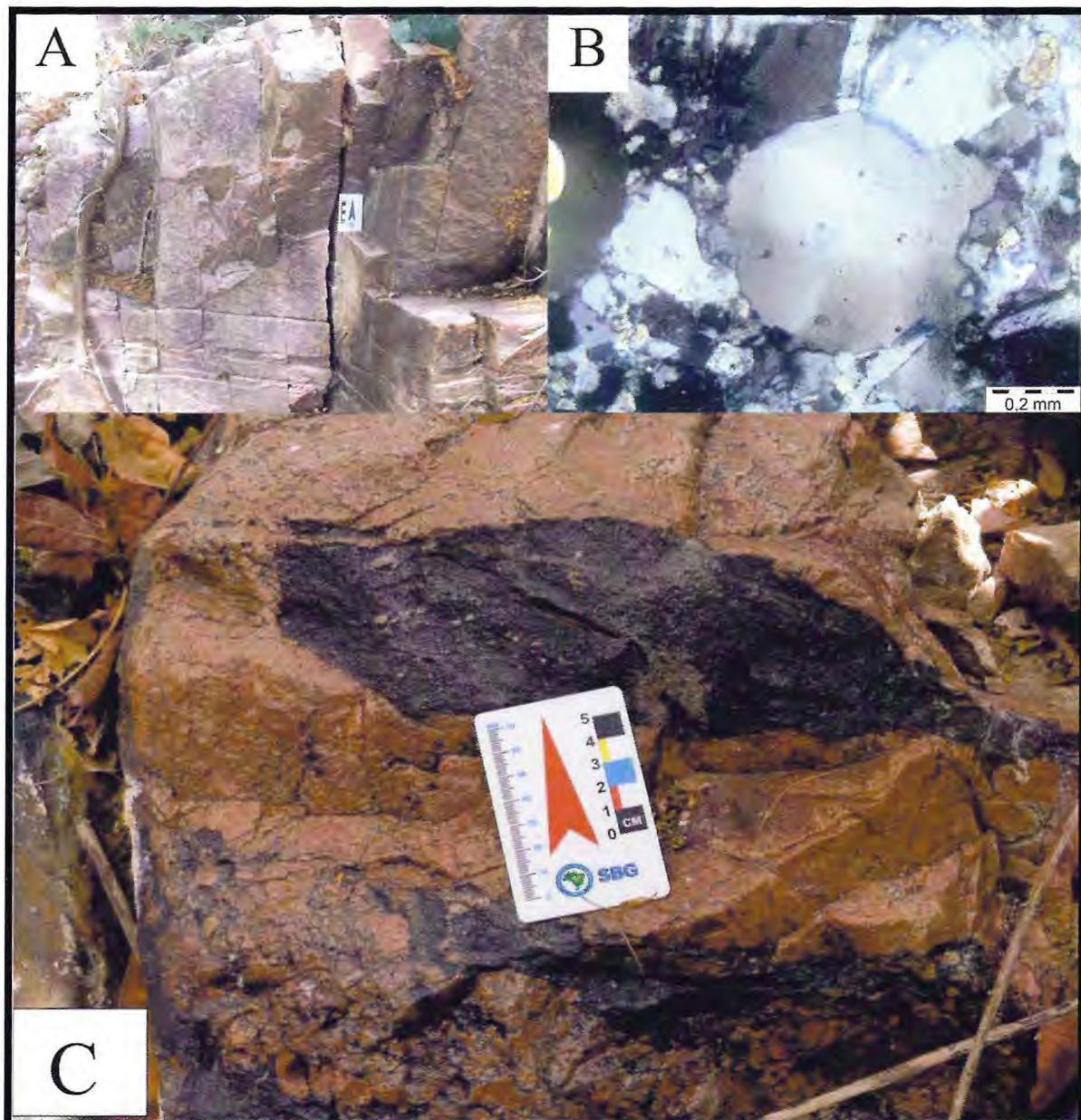
Fonte: Elaborado pelos autores

7. RECURSOS MINERAIS

Os recursos minerais da região são representados basicamente por minerais metálicos, compostos predominantemente por uma mineralização óxido de Fe-sulfetada, com quantidades menores de apatita.

As rochas hospedeiras do minério consistem em metarriolitos, metabasalto-andesíticos, gabros, gnaisses pelíticos com granada e calcissilicáticas, recortadas por biotita granito. O conjunto é parcialmente recoberto por rochas sedimentares paleozoicas da Bacia do Parnaíba, que ocorrem na região como blocos e matações com estruturas sedimentares diversas, preservadas após o recuo da borda da bacia. A presença dessa cobertura provavelmente contribuiu para a preservação de parte da mineralização sulfetada em superfície, quando da sua deposição. O metarriolito exibe granulação fina a média, cor rosa, com composição a base de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio (Fig. 7.1a-b), com quantidades traços de biotita alterada para muscovita e minerais acessórios como apatita e zircão. Além dessas ocorrências de metarriolitos, que se encontra em contato direto com o minério *stratabound* (Figura 7.1c), têm-se ocorrências de metavulcânicas básicas ácidas, parcialmente alteradas, em meio aos paragnaisses.

Figura 7.1 – a) Metarriolito – rocha hospedeira da mineralização; b) Em lamina a rocha exibe fenocristal de quartzo subarredondado com extinção ondulante; c) Metafelsito englobando minério *stratabound* em forma de lente. [P107: 292276m E/9466111m N];



Fonte: Elaborado pelos autores.

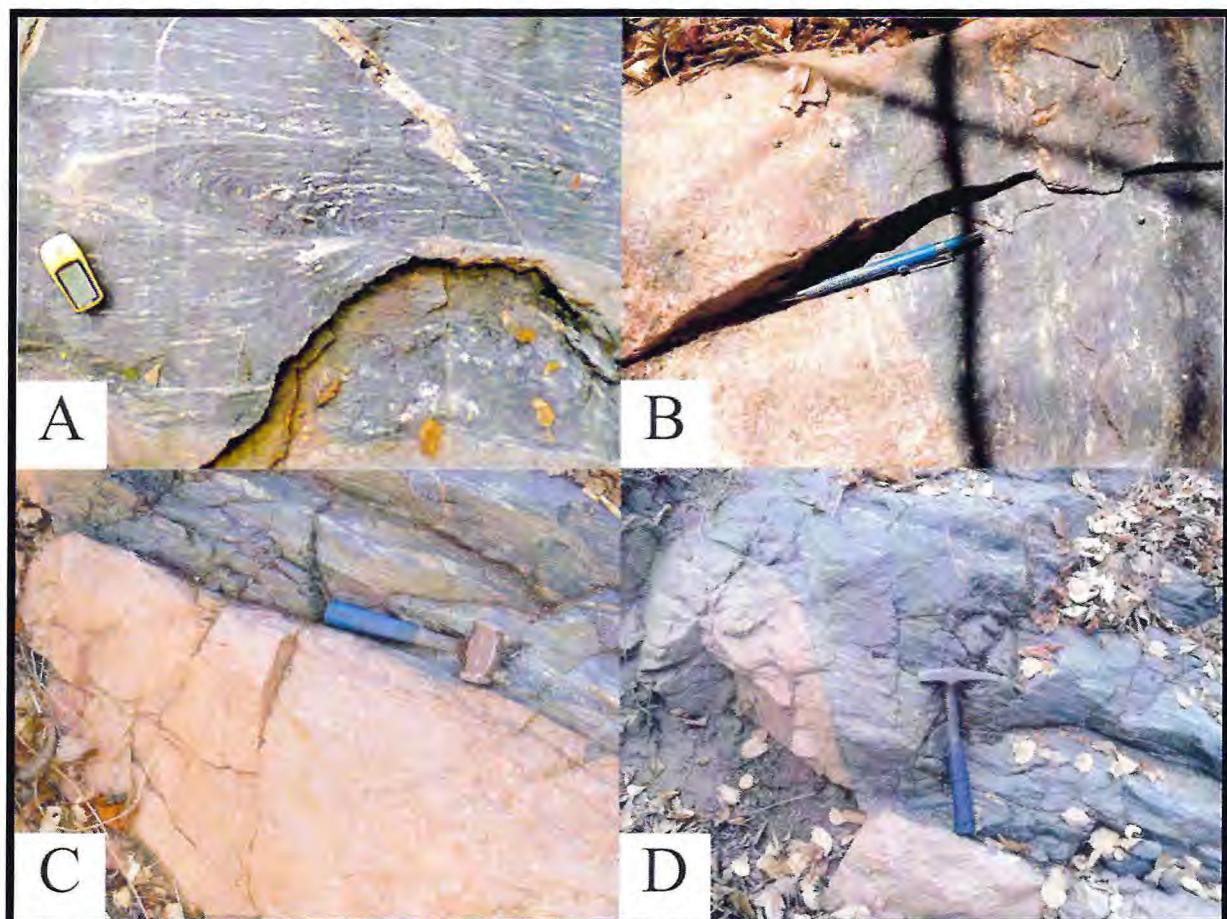
7.1 Tipologia da ocorrência de Ferro – Apatita-Cobre

O minério de Fe na área de estudo, foi classificado em dois tipos, que podem ter gêneses distintas: O minério magnetítico com fosfato e o minério hematítico com relictos de magnetita. Dentro desta classificação foram determinados subtipos definidos em função da composição mineralógica, textura, estrutura, e rochas hospedeiras que serão vistas a seguir:

7.1.1 Minério Magnetítico com fosfato de aspecto tabular ou stratabound

Está relacionado à Unidade Metavulcânica Estreito (metabasalto-andesíticos e metarriolitos). Exibe comprimento, descontínuo, em torno de 800m, dos quais uma parte é aflorante em drenagens e grotas, e outra se encontra subaflorante, coberta por depósitos coluviais de rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba. Na parte aflorante, exibe largura da ordem de 10 m, estrutura bandada, deformada, segundo a direção 355°Az, com dobras intrafoliaias com eixo orientado ao longo da foliação (Fig. 7.2a). Ele segue o contato do metarriolito com rochas metabásicas andesíticas (Fig. 7.2c-d) que se encontram em diferentes estágios hidrotermais (albitização, cloritização, silicificação e potassificação). Ambos, minério bandado e as rochas hospedeiras, encontram-se afetados por deformação dúctil-rúptil.

Figura 7.2-a) Deformação dúctil em minério stratabound resultou em dobras intrafoliaias; b),c) e d) Contato irregular a sinuoso de minério stratabound com metarriolito; [P106: 292195m E/9466028m N].

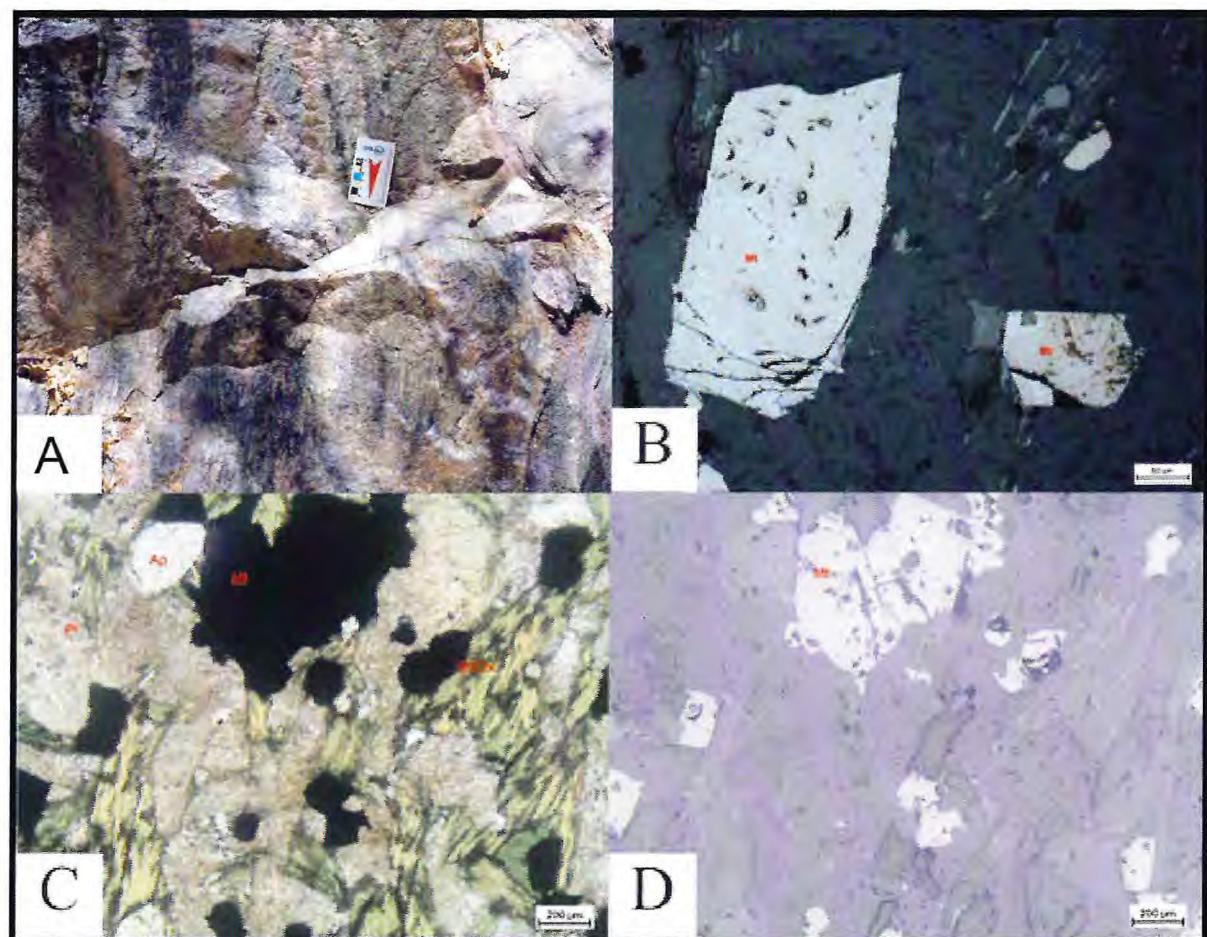


Fonte: Elaborado pelos autores.

O metabasalto-andesítico, hospedeiro deste minério, exibe estrutura orientada sublinhada por agregados de quartzo e feldspato potássico neoformados ao longo da foliação, indicando seu caráter tardio (Fig. 7.2b). O minério apresenta tanto variações texturais, quanto composticionais. Entretanto, dois tipos predominam:

- Minério magnetítico disseminado e de granulação fina (< 1 mm) que se localiza próximo ao contato com o metarriolito (Fig. 7.3a). Apresenta cristais de magnetita que se dispersam em matriz silicática a base de plagioclásio turvo (Fig. 7.3b), sericitizado e albitizado, anfibólito e biotita, ambos cloritizados, e ocorrências subordinadas de quartzo anédrico e diminutos cristais de apatita (Fig. 7.3c);

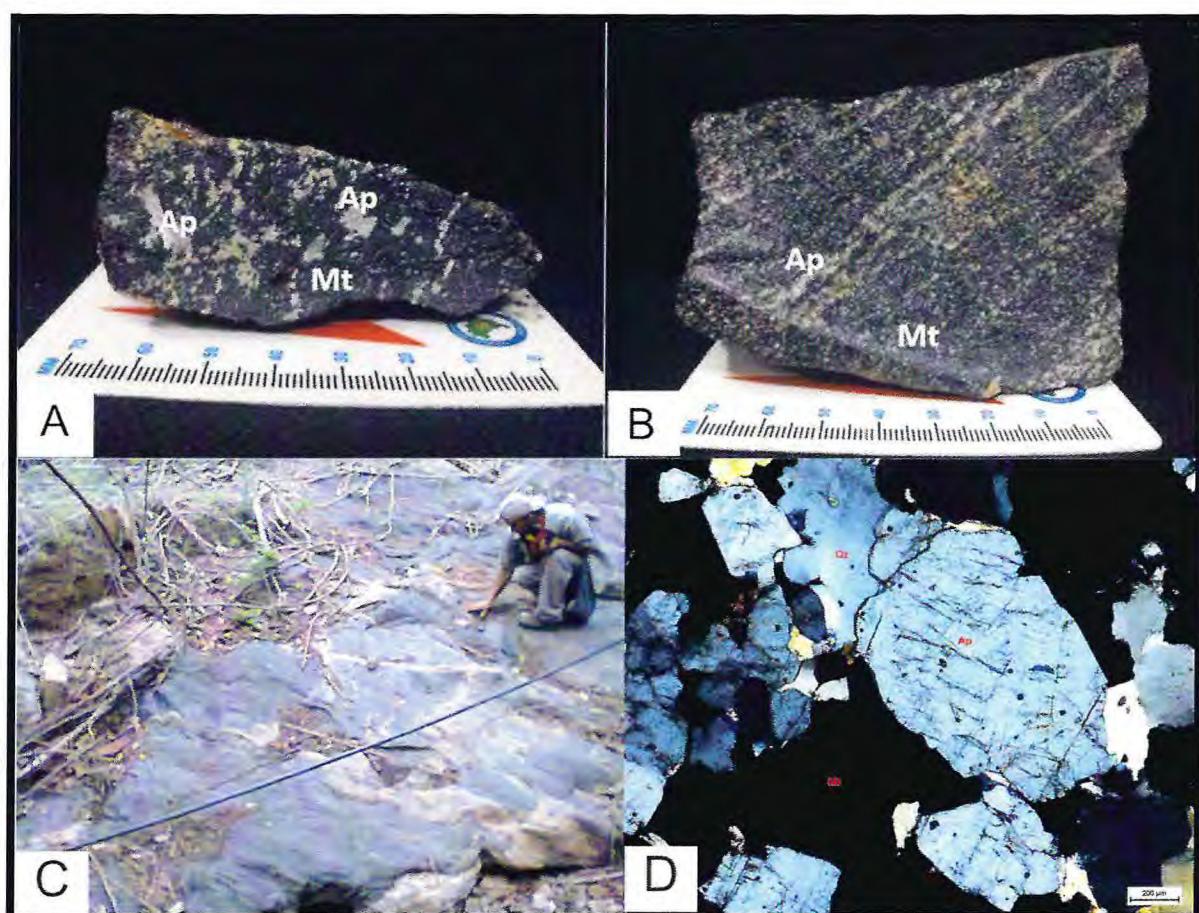
Figura 7.3-a) Lajedo de metabasalto andesítico (minério disseminado de granulação fina); b) Cristais euedrais de magnetita parcialmente martitizados em porções fraturadas; c) Metabasalto andesítico mostrando biotita reequilibrada imersa em matriz com plagioclásio turvos. Luz Natural; d) Observam-se tanto cristais de magnetita magmática euedrais e magnetita neoformada como cristais anedrais. Luz Refletida [P106: 292195m E/9466028m N].



Fonte: Elaborado pelos autores.

- b) Minério magnetítico de granulação média (1-3mm) localizado em zona mais afastada do contato. Exibe mineralogia similar, destacando-se, entretanto, a maior granulação e o maior percentual de magnetita e apatita, este último com percentual de até 4% do volume da rocha e sulfeto (~1%) (Fig. 7.4).

Figura 7.4 - a) Minério de granulação média mostrando a apatita representada pelas porções brancas b) faixas brancas definidas por apatita e subordinadamente por silicatos em minério *stratabound*; c) Lajedo mostrando minério *stratabound* em contato com biotita granito; d) foto de lamina mostra cristais reliquiais de quartzo em contato com cristais maiores de apatita ambos imersos na matriz magnetítica. Luz Polarizada. [P106: 292195m E/9466028m N].



Fonte: Elaborado pelos autores.

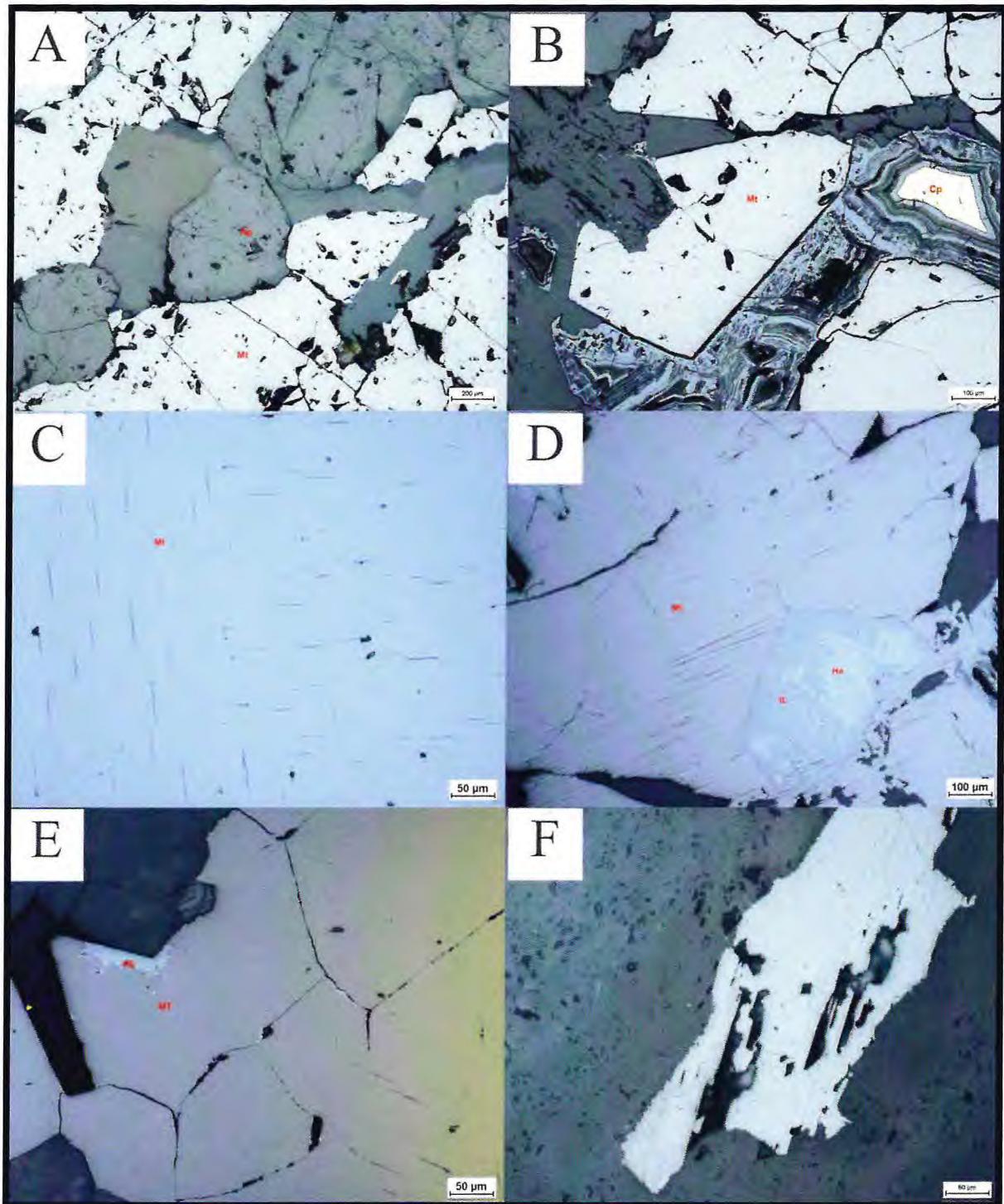
O minério de ferro de granulação mais grossa apresenta também maior diversidade na tipologia dos cristais de magnetita, sendo reconhecidas duas distintas ocorrências:

- a) Uma em forma de agregados subédricos e disseminados de óxidos de ferro com e sem sulfetos de cobre intersticiais (Fig. 7.5a-b). Nesse caso, o minério magnetítico exibe normalmente exsoluções de ilmenita em treliça (Ilm T) (Fig. 7.5c) e, por vezes, inclusões de ilmenita composta (Ilm C) no sentido de Buddington & Lindsley, (1964 in Nascimento 2006), com exsolução de hematita. A magnetita também aparece

ligeiramente alterada para hematita ao longo das bordas (Fig. 7.5e). A ilmenita em treliça representa lamelas submilimétricas ($<10\ \mu\text{m}$) formadas nos planos $\{111\}$ da magnetita, em até três direções distintas de partição e mais expressivamente ao longo dos limites dos cristais. Segundo Buddington & Lindsley (1964 in Nascimento 2006) sua origem tem sido atribuída a processo de oxi-exsolução que afetou as titanomagnetita primárias durante ou após a cristalização magmática;

- b) Em forma de cristais tabulares, substituindo hematita placa, indicando redução da hematita para magnetita. Esta magnetita tabular neoformada é conhecida por mushketovite (e.g. Ramdohr 1980), cujo processo de transformação envolve condições mais reduzidas e/ou de mais alta temperatura (Fig. 7.5f).

Figura 7.5 - a) Agregados subédricos de magnetita fraturados; b) Cristais subédricos de magnetita alterado para hidróxidos de ferro; c) Cristais de magnetita com lamelas de exsolução de ilmenita em treliça; d) Inclusão de ilmenita com exsolução de hematita dentro da magnetita; e) Contato poligonais de magnetita localmente alterado para hematita; f) Hematita lamelar sendo parcialmente substituída por magnetita tabular ou mushketovite;



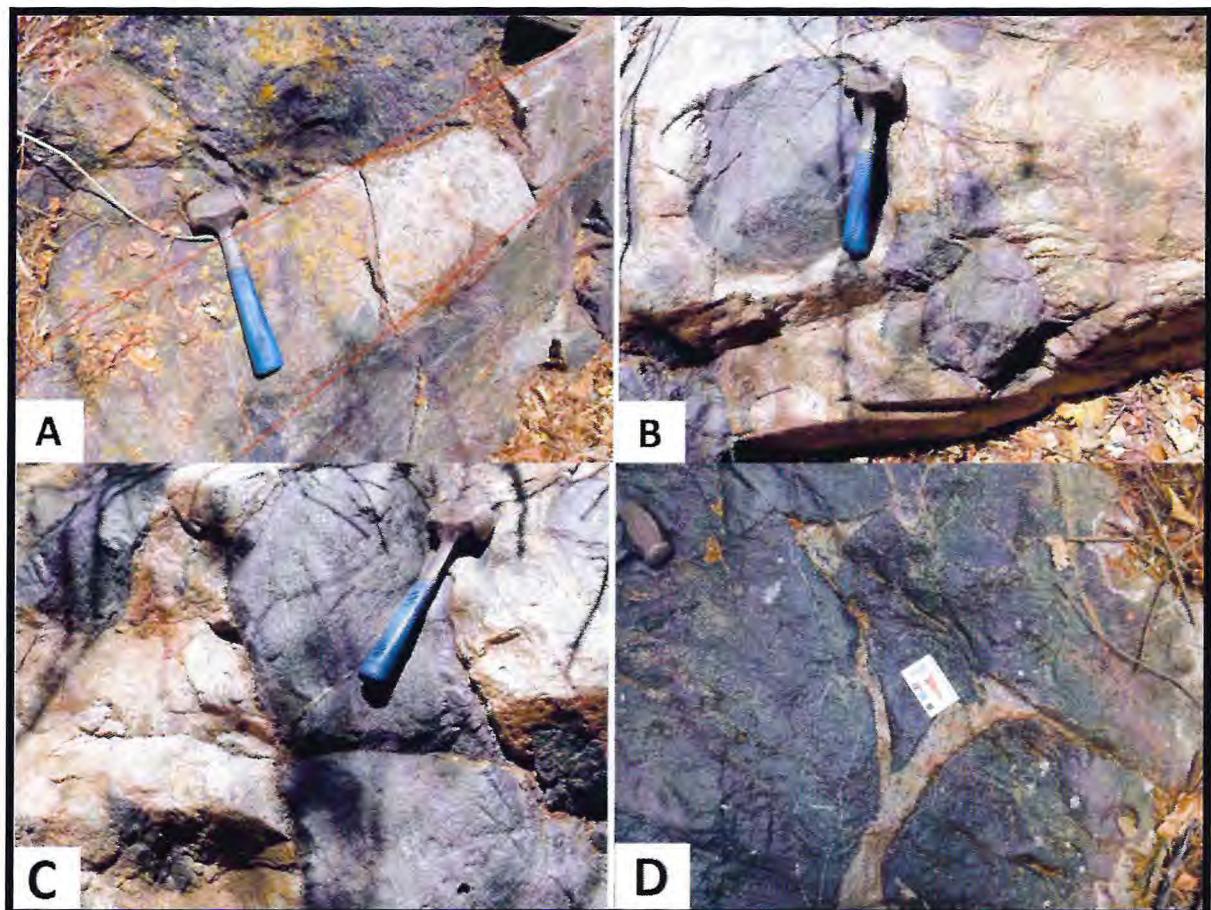
Fonte: Elaborado pelos autores.

A passagem do minério de granulação fina para o de granulação média é progressiva, o que pode indicar que se trata de um mesmo corpo mineralizado. É importante registrar que

variações texturais encontradas em depósitos de ferro-apatita, como a granulação fina próximo ao contato e granulação mais grossa afastada, têm sido consideradas como indicativo de depósitos de Fe-P magmático, cuja zona de granulação mais fina, localizado na borda, representaria um *chilled margin*, enquanto o de granulação mais grossa, e mais afastado um corpo, uma história de resfriamento mais lento (e.g. Nold et al. 2013).

Recortando o minério de Fe-P *stratabound* tem-se um pequeno *stock* de biotita granito. Na zona de contato, o minério de ferro *stratabound* é invadido, de forma irregular, por diques (Fig. 7.6a) e apófises graníticas centimétricas a métricas (Fig. 7.6d), encontrando-se como forma de glóbulos maciços, amebóides, com contatos lobados e irregulares (Fig. 7.6b-c).

Figura 7.6 - a) Dique de biotita granito cortando minério *stratabound*; b) e c) Glóbulos de minério maciço e bandado envolvidos por rocha granítica; d) Minério *stratabound* invadido por apófise granítica [P106: 292195m E/9466028m N].

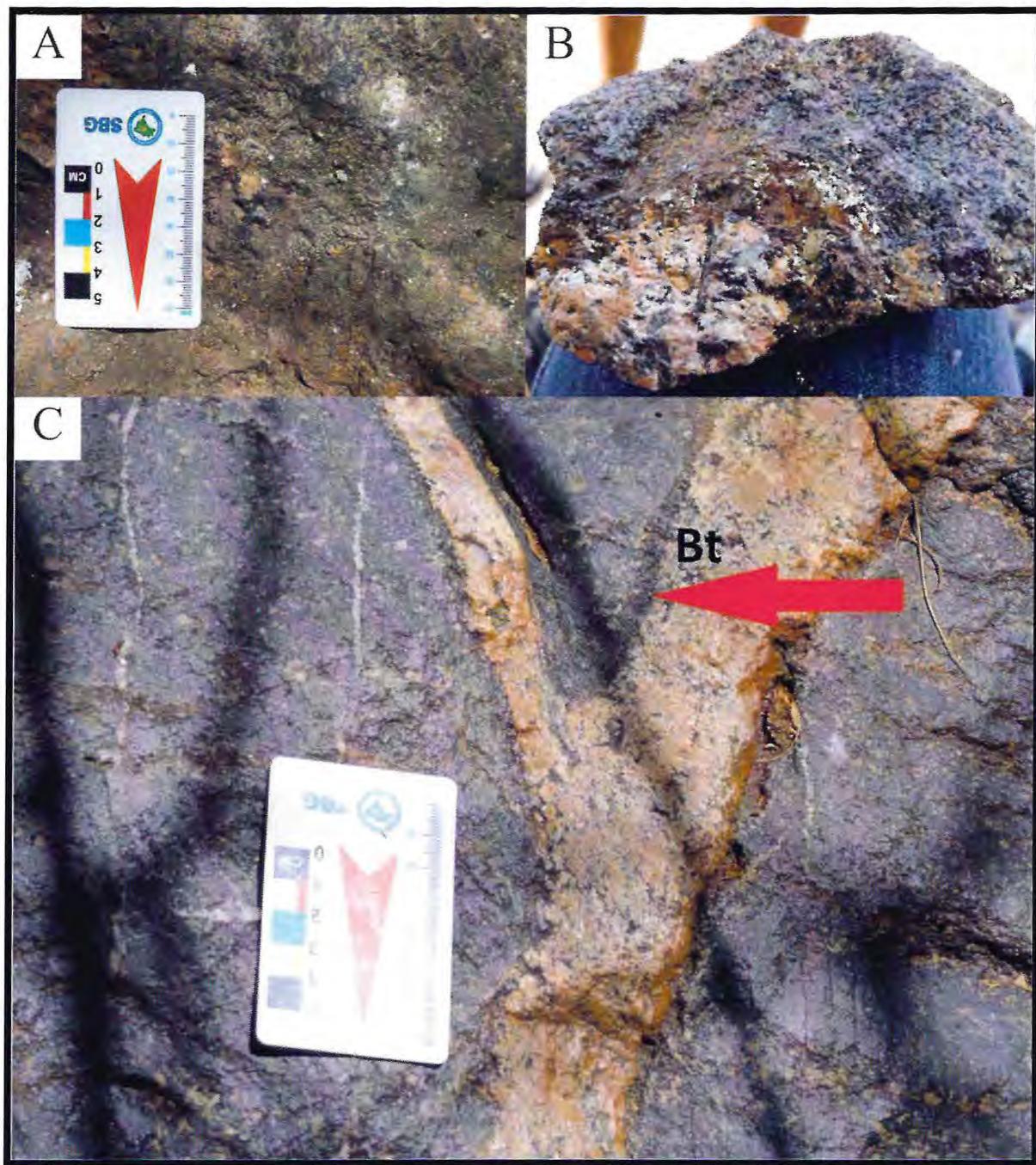


Fonte: Elaborado pelos autores.

É comum nesse contato o desenvolvimento de agregados de biotita neoformadas de até 1,5cm, na interface dos diques graníticos com o minério de ferro (Fig. 7c) e em microfalhas e

fraturas, associadas ou não com sulfetos de cobre (Fig. 7.7a), que aparecem substituindo a biotita neoformada, formando importantes concentrações de sulfetos (Fig. 7.7b).

Figura 7.7 - a) Sulfeto disseminado em minério fino; b) Concentração de calcopirita em biotita granito;c) Biotita neoformada em contato de minério stratabound com apófise de biotita granito [P106: 292195m E/9466028m N].

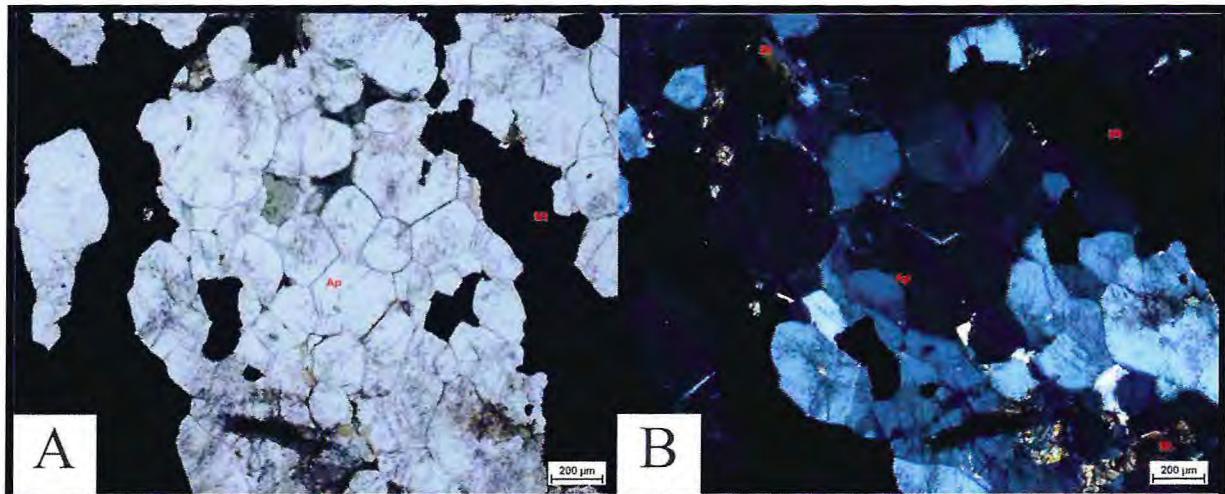


Fonte: Elaborado pelos autores.

Essas associações minerais são características da alteração potássica e sulfetação, comum em depósitos IOCG. Entretanto, é importante assinalar que a fase rica em ferro em depósitos do tipo IOCG normalmente se desenvolve sincrônica, ou mesmo posterior à fase de

potassificação, o que não parece ser o caso, que é nitidamente anterior. Ademais, observou-se também nessa zona de contato, que a apatita e a magnetita encontram-se fortemente recristalizadas, exibindo textura granular poligonal, com junções tríplices, resultado de recristalização induzida por metamorfismo termal (Fig. 7.8a-b).

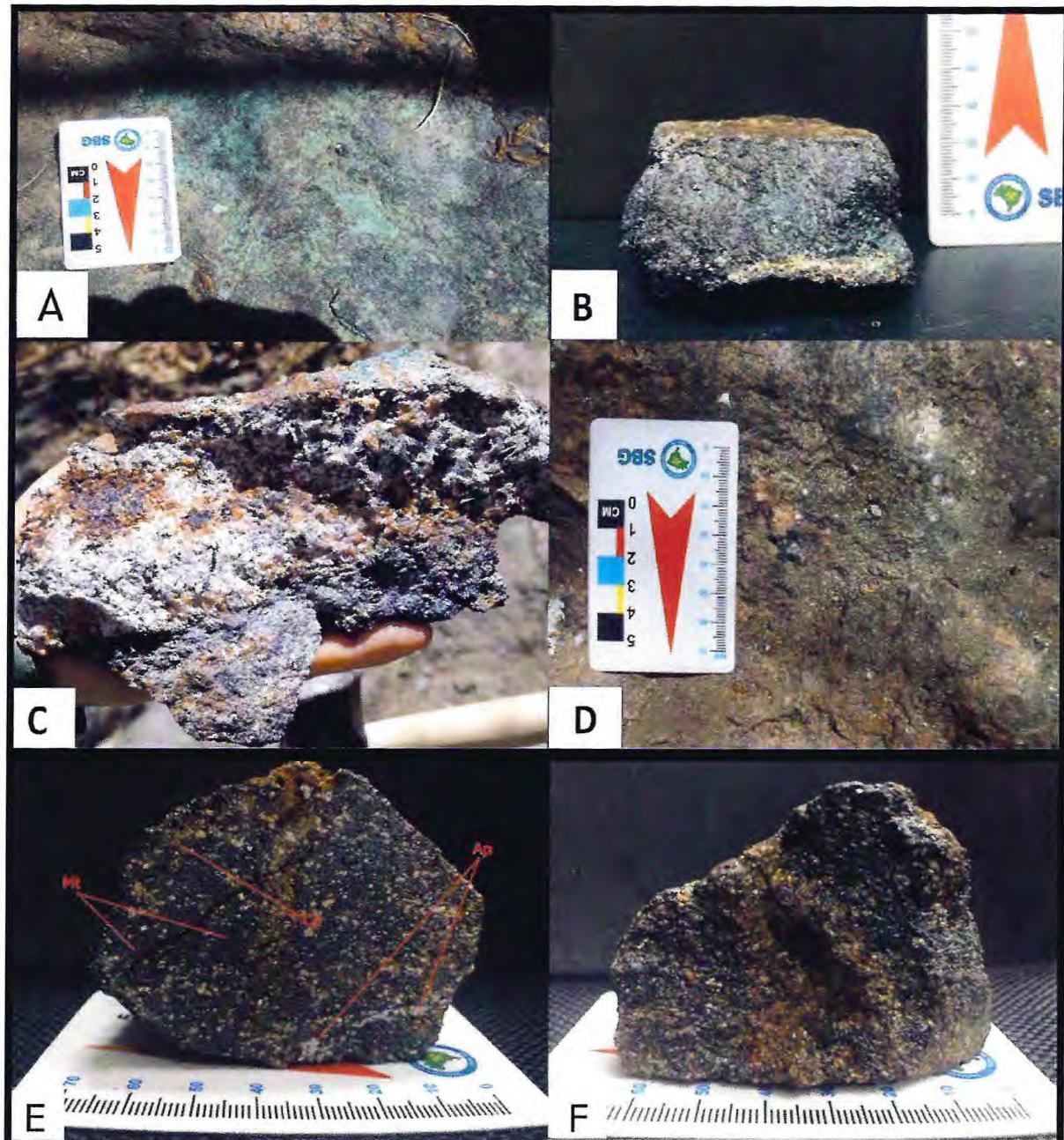
Figura 7.8-a) Agregados poligonais de cristais de apatita, com junções tríplices, resultado de recristalização estática. Luz Natural; b) Sob luz Polarizada.



Fonte: Elaborado pelos autores.

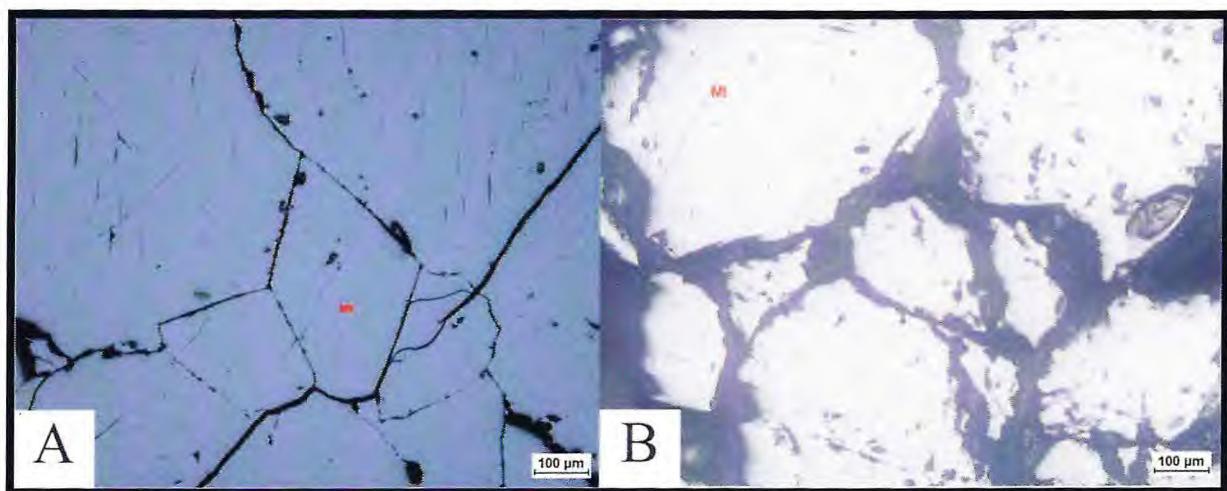
O minério de óxido de ferro sulfetado é constituído essencialmente por magnetita (60%), silicatos (~30%) com ocorrência subordinada de calcopirita (~3%), bornita (~1%), hidróxido de ferro (~5%) e carbonato de cobre (~1%) (Fig. 7.9).

Figura 7.9 - a) Lajedo de minério magnetítico com concentrações de malaquita (em verde); b) minério de granulação fina com carbonato; c) biotita granito em contato com minério stratabound exibindo sulfetos oxidados; d) aspecto pulverulento e superficial de sulfeto disseminado em minério; e) sulfeto disseminado em minério magnetítico acompanhado de apatita; f) sulfeto disseminado em minério magnetítico.



Os cristais de magnetita, com tamanho entre 0,5 e 1,5 mm, são em geral subédricos a anédricos, microfraturados, com contatos irregulares, às vezes reto, característico de textura granoblástica poligonal, cujos cristais exibem limites diedros de 120° (Fig. 7.10a), mas aparentemente, separados entre si, por filmes de hidróxidos e sulfetos. Alguns cristais apresentam-se ainda parcialmente alterados para hidróxido e/ou óxido de ferro, que se concentram, sobretudo ao longo de suas bordas e microfraturas (Fig. 7.10b).

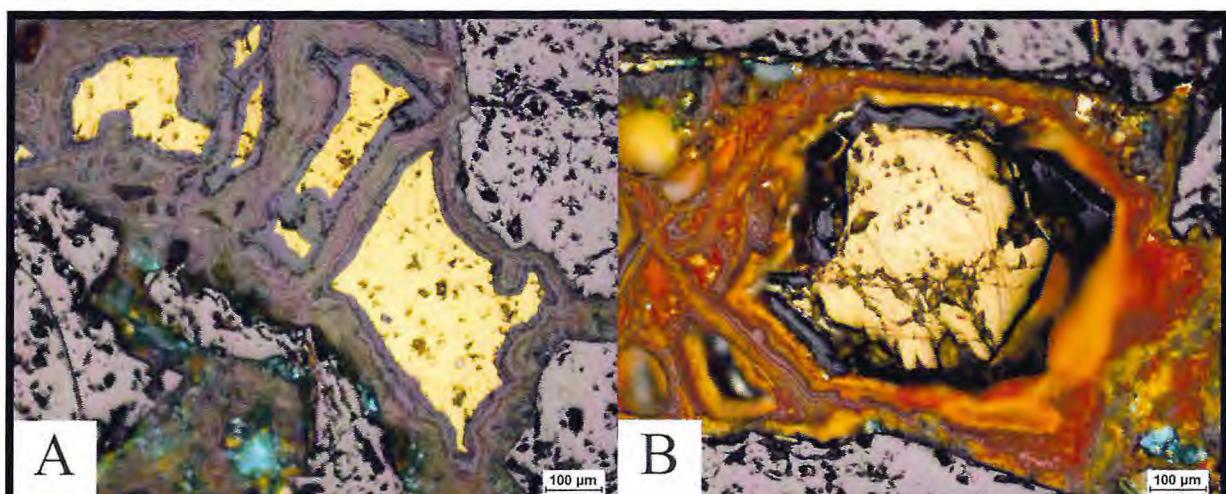
Figura 7.10 – a) Porfiroblastos de magnetita exibindo contatos poligonais separados entre si por filmes de hidróxidos. Luz Natural; b) Porfiroblastos de magnetita com contornos irregulares ou levemente sinuosos microfraturados, bordejados ou substituídos por hidróxidos de ferro. Luz Natural.



Fonte: Elaborado pelos autores.

Os cristais de calcopirita, que representam cerca de 3% do volume da rocha, exibem tamanho entre 0,5 e 1 mm. São anédricos e ocupam dominante mente os interstícios dos grãos de magnetita (Fig. 7.11a). Entretanto, são fortemente oxidados, marcados pelo desenvolvimento de uma auréola de limonita e/ou goetita de hábito coloform e, em torno da calcopirita (Fig. 7.11b).

Figura 7.11 – a) Cristal de calcopirita anédrica ocupando os interstícios dos grãos de magnetita, encontrando-se parcialmente substituídos por goetita/limonita e malaquita. Luz Natural; b) Cristais de calcopirita anédricas ocupando os interstícios dos grãos de magnetita, encontrando-se parcialmente substituídos por goetita/limonita e malaquita. Luz Polarizada.

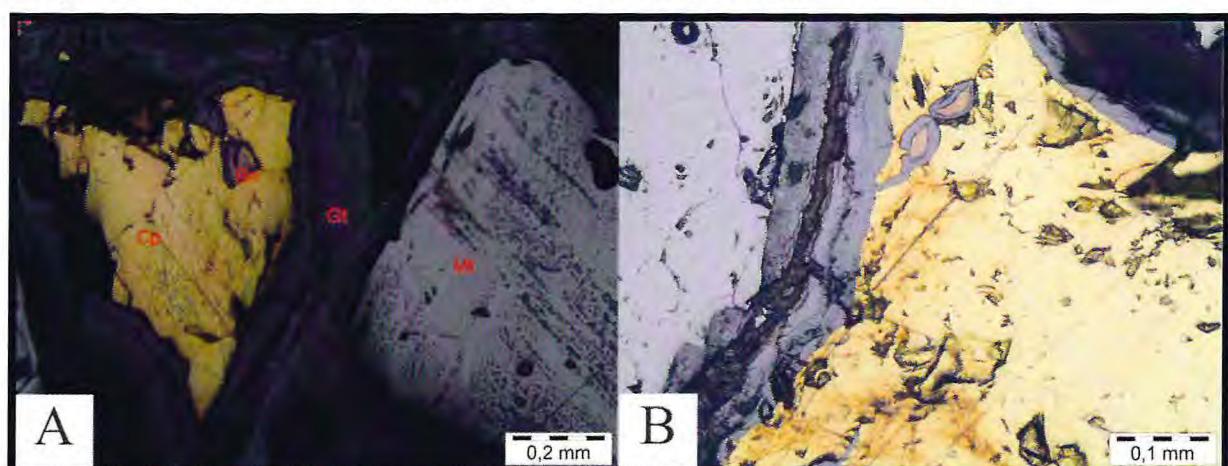


Fonte: Elaborado pelos autores.

A julgar pela extensão da auréola de limonita, que chega a ocupar um percentual em torno de 5% do volume da rocha, acredita-se que a quantidade de sulfeto de cobre, representado pela calcopirita, deveria ser muito maior do que é encontrada atualmente, devido grande parte do sulfeto primário ter sido oxidado.

A bornita é rara e ocorre em forma de diminutos cristais anédricos inclusos na calcopirita (Fig. 7.12a). Ambos minerais encontram-se parcialmente alterados ao longo das bordas para limonita. É importante observar também que os cristais de bornita, embora pequenos, apresentam exsolução de lamelas de calcopirita.

Figura 7.12 - a) Cristal anédrico de bornita incluso na calcopirita. Ambos são bordejados por auréola de limonita/goetita. Notar o hábito coloforme da limonita. Luz Natural; b) Minúsculos cristais anédricos de bornita envolvidos por anéis de limonita dentro da calcopirita. Notar também minúsculas lamelas de exsolução da calcopirita dentro da bornita. Ambos bordejados por auréola de limonita/goetita. Luz Natural.

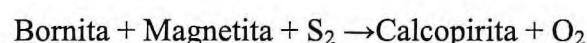


Fonte: Elaborado pelos autores.

A malaquita, com sua cor verde característica, ocorre em forma de cristais anédricos associados às zonas ricas em hidróxidos em meio aos cristais de limonita (Fig. 7.13).

Dados químicos sobre esse minério revelam os seguintes teores (amostra RP-C2): Fe_2O_3 (94%), SiO_2 (1,37%), TiO_2 (0,03%), P_2O_5 (0,12%) Cu (>1% de Cu) e Au (160ppb).

As relações entre os diferentes minerais apresentados sugerem as seguintes associações paragenéticas:

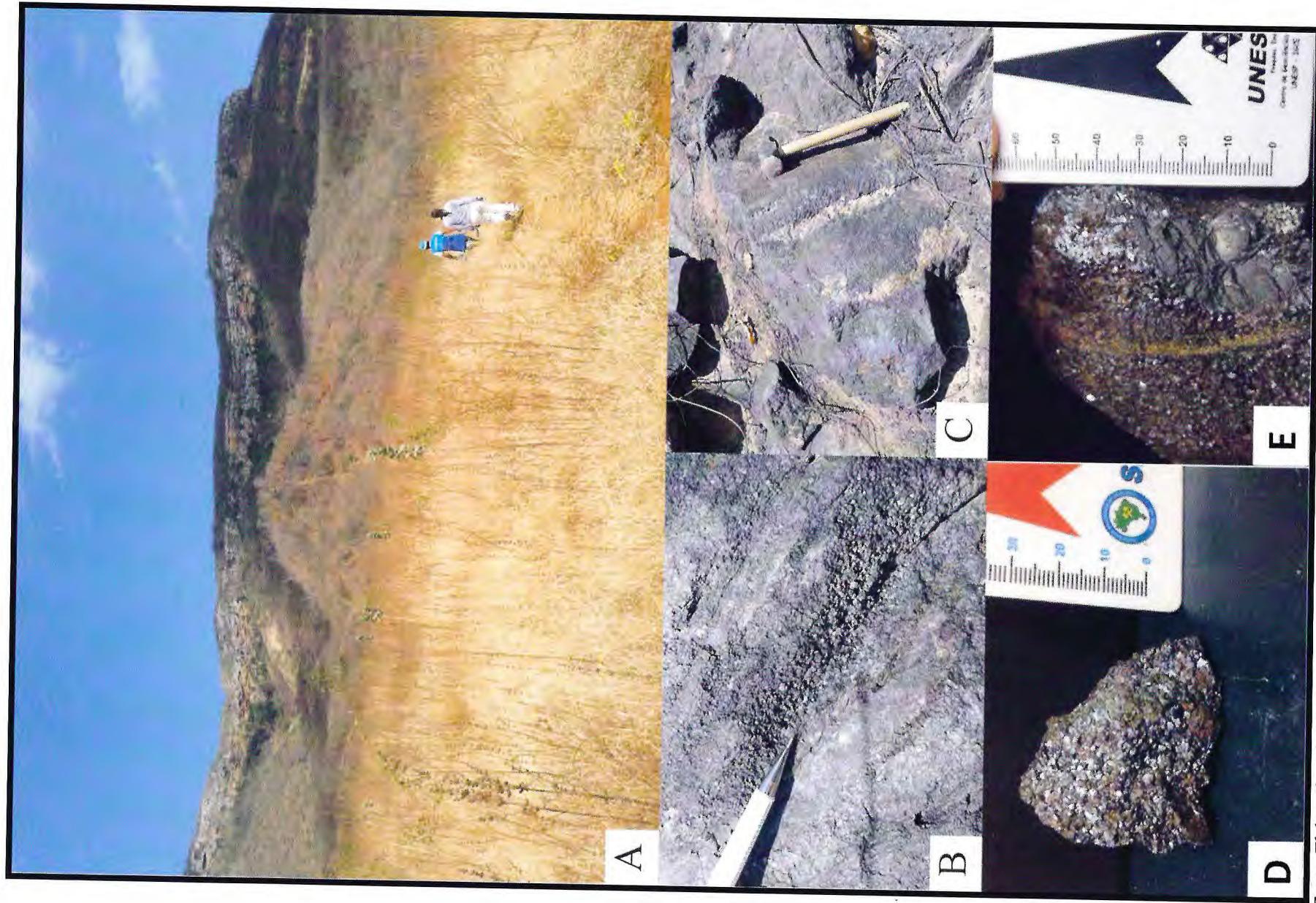


7.1.2 Minério hematítico

O minério hematítico está representado por blocos e matacões maciços que sustentam um pequeno serrote, que se destaca na topografia com desnível topográfico da ordem de 40m, ocupando uma área de 18.000 m² (Fig. 7.13a).

O minério é predominantemente hematítico e exibe estrutura maciça, isotrópico, por vezes, inequigranular, consequentemente, sem orientação dos cristais. Entretanto, são encontrados algumas faixas com encrustações de magnetita octaédrica em meio ao minério hematítico ou concentrações tabulares chegando até 3 cm em amostra de mão (Fig. 7.13d-e), bem como veios de quartzo irregulares que refletem modificações pós-formacionais (Fig. 7.13c).

Figura 7.13–a)Vista frontal de serrote sustentado por blocos e matacões. Notar ao fundo a Bacia do Parnaíba, representada pelo Grupo Serra Grande [P001: 292877m E/9466836m N]; b) Segregações ou veios de magnetita em meio a hematita romboédrica; c) Veio de quartzo que reflete modificação pos-formacional; d) amostra de mão mostrando granulação média de minério hematítico; e) mega cristais relictos de magnetita em matriz hematítica [P003: 292448m E/9466972m N].



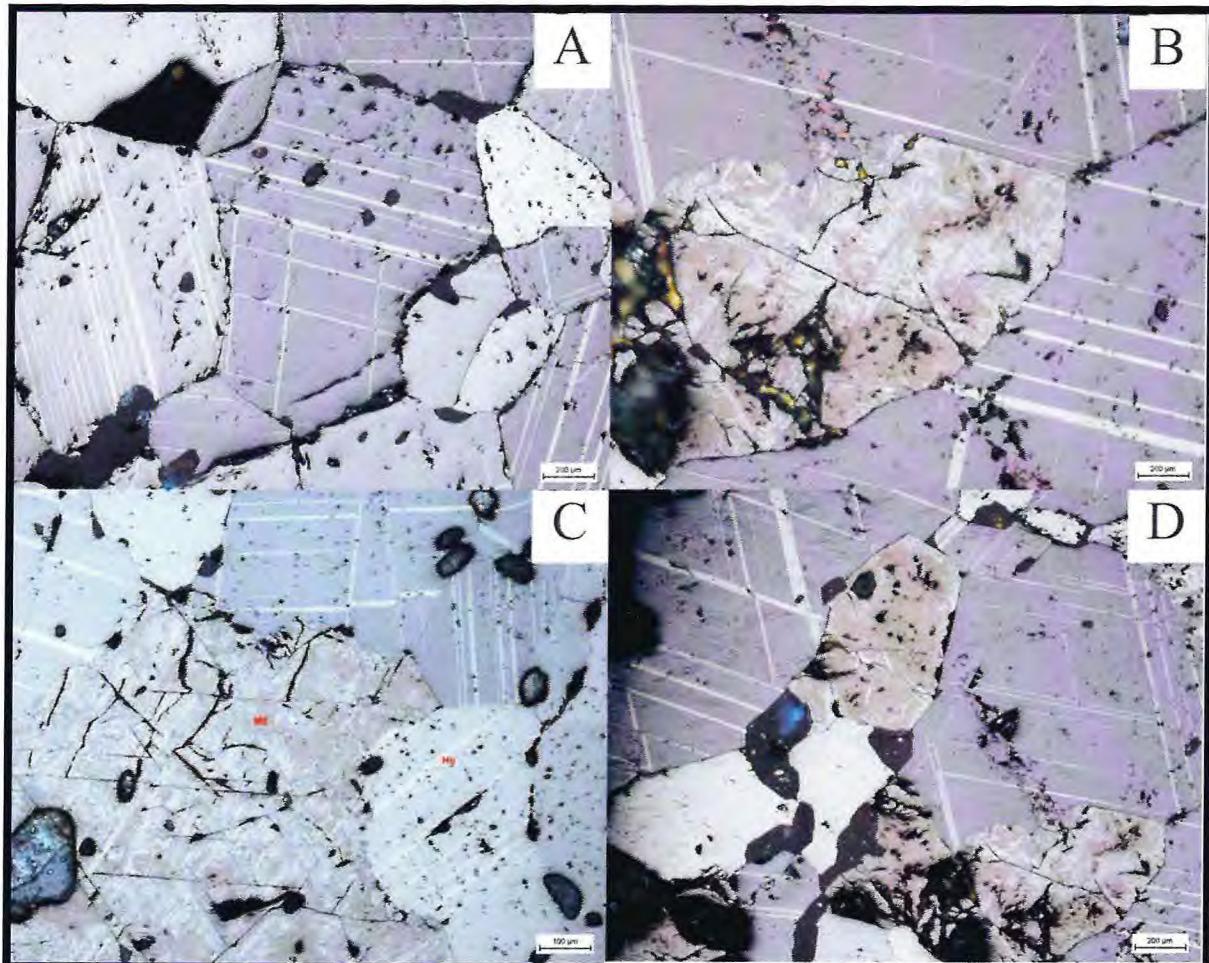
Fonte: Elaborado pelos autores.

O minério é composto essencialmente por hematita (~95%) e magnetita (~4%). Ao microscópio, a hematita é caracterizada dominantemente por cristais subédricos a euédricos, com tamanho entre 0,5 e 3mm, com geminação polissintética. Exibe textura granular poligonal, marcada por contatos retos em torno de 120°, junções tríplices, separados entre si por filmes de silicatos (Fig. 7.14a).

A magnetita encontra-se em meio aos cristais de hematita. Exibe forma euédrica a subédrica, tamanho entre 1 e 5 mm, com sua cor castanho escura característica. Encontra-se deformada, marcada por microfraturas irregulares e alterada parcialmente para hematita anédrica, que se desenvolve ao longo das bordas e fraturas, em um processo típico de martitização (Fig. 7.14c). Mantém contato parcialmente reto e/ou lobado com cristais de hematita romboédricos, geminados polissinteticamente, o que indica condições de desequilíbrio entre si ou mesmo de substituição entre ambos. Observa-se também que as microfraturas irregulares da magnetita são preenchidas por silicatos, mas que não se propagam pela hematita euédrica neoformada, indicando que a deformação e/ou microfraturamento da magnetita é anterior à formação da hematita euédrica.

Por outro lado, a textura granular poligonal pode se formar em condições magmática, metamórfica e metassomática. Em alguns depósitos de Fe-P, em que a hematita exibe textura poligonal de equilíbrio, com junção tríplice entre hematitas e/ou magnetita e silicatos, tem sido usado como indicadora de textura magmática (e.g. Nold et 2013; Förster, H., Jafarzadeh, A., 1994). No presente caso, o que mais se destaca é a ocorrência de hematita granular, subédrica e euédrica, com geminação romboédrica, contendo inclusões de megacristais de magnetita deformados e parcialmente martitizados, o que mostra tratar-se de uma geração de óxido de Fe tardio e, provavelmente, magmático.

Figura 7.14 - a)Cristais euédricos a subédricos de hematita marcados por geminação polissintética e contatos retos poligonais; b)Cristal relicto de magnetita martitizada incluso em hematita exibindo fraturas preenchidas por sulfetos; c) Magnetita martitizada ao longo das bordas e fraturas e hematita com aspecto estriado; d) Cristal euedral de magnetita em matriz hematítica e calcopirita preenchendo fraturas (em amarelo).



Fonte: Elaborado pelos autores.

A julgar pela forma subédrica dos cristais de hematita, sua geminação polissintética e suas relações texturais com a magnetita é provável que esses cristais de óxidos de ferro tenham origem distinta. Os cristais de magnetita, que se encontram deformados, teriam se formados em período anterior, provavelmente à época do minério *stratabound*, enquanto os cristais de hematita seriam formados a partir de líquido magmático ou fluidos hidrotermais-magmáticos de alta temperatura.

Dados químicos sobre esse minério revelam os seguintes teores (amostras CS-179; RP-C3): Fe_2O_3 (91,3-98%), SiO_2 (0,33-0,8%), TiO_2 (0,01-0,06%), P_2O_5 (0,21-3,89%), Cu (192-428 ppm) e Au (3-10 ppb). É importante salientar que o teor de fosfato nesta rocha parece não corresponder à apatita, uma vez que em análise petrográfica, não foi constatada a presença da mesma.

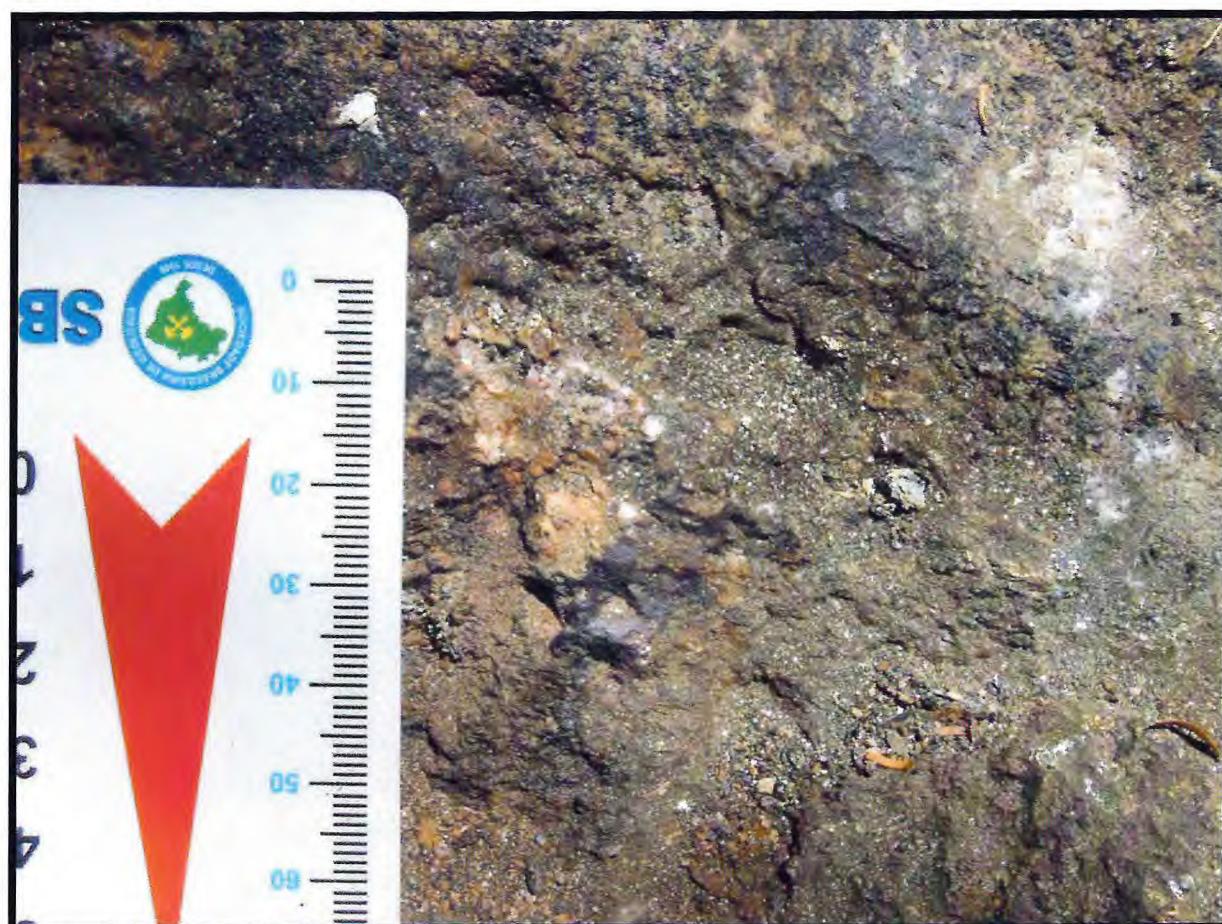
7.2 Química mineral/Geoquímica

Com o objetivo de caracterizar e fazer algumas considerações quanto às composições químicas dos minérios e das rochas mineralizadas, foram realizadas análises químicas em rocha total e química mineral de quatro amostras de minério e uma de granitoide. As análises geoquímicas do minério e da rocha foram realizadas no *Analytical Laboratories Ltda* (ACME). As análises de química mineral foram realizadas pelos seguintes métodos: Fluorescência de Raios X (FRX) (uma amostra do minério de ferro), Difração de Raios X (DRX) (uma amostra do minério de ferro com sulfeto), Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) (duas amostras). Essas últimas análises foram realizadas nos Laboratórios de Raios X (LRX) e Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LABMEV), ambos localizadas na UFC. Para análises realizadas no MEV, foram demarcadas em lâminas delgadas as áreas minerais de interesse, enquanto na DRX e FRX foi necessária a redução dos grãos para partículas de 200 *mesh*.

7.2.1 Fluorescência de Raio X

A fim de determinar a porcentagem de óxidos e sulfetos, foi realizada a análise de amostra superficial do minério de ferro com sulfeto disseminado, que em campo, encontrava-se com aspecto pulverulento (Fig. 7.15). Essas rochas se mostram pobres em sílica, potássio e alumínio em contraste com os elevados teores de sulfetos e óxido de ferro. Apresentam valores discretos de fosfato e cálcio que corroboram com a presença de fluoroapatita magmática, uma vez que, em amostra semelhante coletada no mesmo local, foi identificada em lâmina petrográfica a presença deste mineral.

Figura 7.15 - Minério de ferro com sulfeto disseminado, apresentando aspecto pulverulento [P106: 292195m E/9466028m N].



Fonte: Elaborado pelos autores.

Tabela 7-1 - Composição química do minério de ferro com sulfeto.

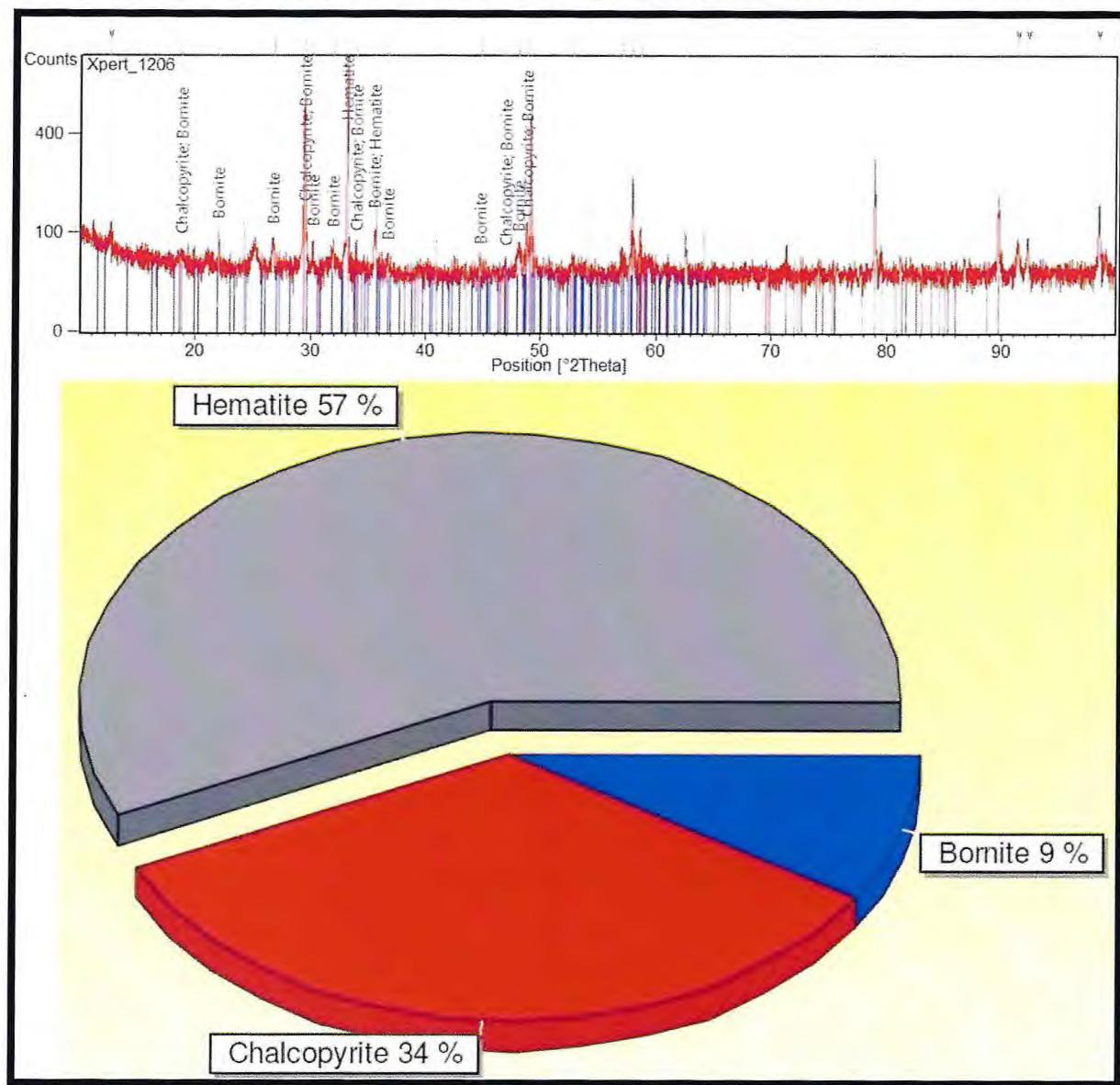
Composição Química	% em massa
Al_2O_3	0,57
SiO_2	3,0011
P_2O_5	1,4188
SO_3	18,543
K_2O	0,3212
CaO	2,7561
TiO_2	0,2425
MnO	0,106
Fe_2O_3	39,642
CuO	33,399

Fonte: Elaborado pelos autores.

7.2.2 Difração de Raio X

No DFX, os resultados mostraram um minério composto por duas fases de óxidos e duas de sulfetos: hematita e magnetita, calcopirita e bornita, respectivamente. A fase FeO é predominante na rocha, apresentando valores para hematita acima de 55%, seguida de calcopirita (34%) e bornita (9%). A presença de magnetita no resultado é minimizada pelamartitização elevando os valores para ferro férrico. Isso demonstra que a rocha é composta pelos dois minerais, entretanto, é a fase hematítica que se sobressai nas análises (Fig. 7.16).

Figura 7.16 - Diagrama mostrando a relação percentual das principais fases minerais encontradas na amostra.



Fonte: Elaborado pelos autores.

7.2.3 Geoquímica do Minério sulfetado e maciço (ACME Analytical Laboratories)

As amostras de MINÉRIO (1) e (2) correspondem, respectivamente, ao minério magnétítico com sulfeto e malaquita e ao minério hematítico. O primeiro contém calcopirita e malaquita disseminados, enquanto o segundo corresponde ao minério maciço com cristais relictos de magnetita, com grau de martitização incipiente. Os resultados das análises químicas para estas amostras revelaram teores de cobre total que ultrapassam os 10.000 ppm e, dos óxidos de ferro, acima de 94% que correspondem a um teor de Fe total de 66% para o MINÉRIO (1) e 69% para o MINÉRIO (2). A análise para fósforo revelou valores de 0,12 e 0,22 para os minérios 1 e 2 respectivamente (Tab. 7.2). Até então, estes valores para fosfato em ambas as amostras de minério, são inconsistentes com as hipóteses de um depósito de magnetita-apatita do tipo Kiruna (Willians 2005). Diferente das análises químicas feitas para o minério hematítico, as observações petrográficas no minério *stratabound* revelaram quantidades elevadas de apatita. Entretanto, este tipo de minério não foi realizado análise química. Por outro lado, as variações nos teores de fosfato nos minérios hematítico e *stratabound*, somados as observações petrográficas, é um fato que sustenta a ideia de gêneses distintas.

Tabela 7-2- *LOI – Avaliação de perda ao fogo (representa a massa de umidade e material volátil presente em uma amostra). Osóxidos estão representados em porcentagem em peso e os elementos-traço em ppm.

Analyte	MINÉRIO (1)	MINÉRIO (2)	Analyte	MINÉRIO (1)	MINÉRIO (2)
SiO ₂	1,37	0,33	Ni	237	33
TiO ₂	0,03	0,01	Pr	2,34	1,07
Al ₂ O ₃	0,31	0,26	Rb	<0.1	<0.1
Fe ₂ O ₃	94,45	98,64	Sc	1	1
MnO	0,27	0,03	Sm	1,27	0,92
MgO	0,79	<0.01	Sn	10	44
CaO	0,36	0,29	Sr	4,3	32,1
Na ₂ O	<0.01	<0.01	Ta	0,6	0,8
K ₂ O	<0.01	<0.01	Tb	0,14	0,16
P ₂ O ₅	0,12	0,21	Th	0,4	3,6
Cr ₂ O ₃	0,002	<0.002	Tm	0,04	0,09
LOI	-0,6	0,1	U	0,6	3,2
TOT/C	0,04	<0.02	V	696	333
TOT/S	0,60	<0.02	W	<0.5	4,4
Sum	97,09	99,87	Y	4,0	4,8
Ba	3	156	Yb	0,26	0,59
Be	<1	<1	Zr	2,1	2,3
Ce	21,1	9,4	Ag	7,8	0,1
Co	109,5	3,6	As	<0.5	11,5
Cs	<0.1	<0.1	Au	160,1	3,0
Dy	0,62	0,94	Bi	16,5	0,5
Er	0,34	0,57	Cd	<0.1	<0.1
Eu	0,11	0,14	Cu	>10000.0	191,6
Ga	25,1	6,3	Hg	<0.01	<0.01
Gd	1,23	1,05	Mo	1,8	7,9
Hf	0,1	<0.1	Ni	206,0	34,4
Ho	0,10	0,18	Pb	1,9	1,0
La	11,8	5,4	Sb	<0.1	5,3
Lu	0,03	0,08	Se	4,9	<0.5
Nb	8,5	64,1	Tl	<0.1	<0.1
Nd	7,4	4,4	Zn	17	4

Fonte: Elaborado pelos autores.

Os teores baixos em titânio e ETRPs e elevados em ETRLs, em ambas as amostras, são compatíveis com os depósitos do tipo IOCG *lato sensu* (Willians 2005, Groves 2010) porém devido à carência de dados geoquímicos, ainda não é seguro estabelecer modelos de evolução e gênese para o prospecto.

Figura 7.17 – a) Minério magnetítico com sulfeto e malaquita [P106: 292195m E/9466028m N]; b)Minério hematítico maciço com relictos de magnetita [P003: 292448m E/9466972m N].

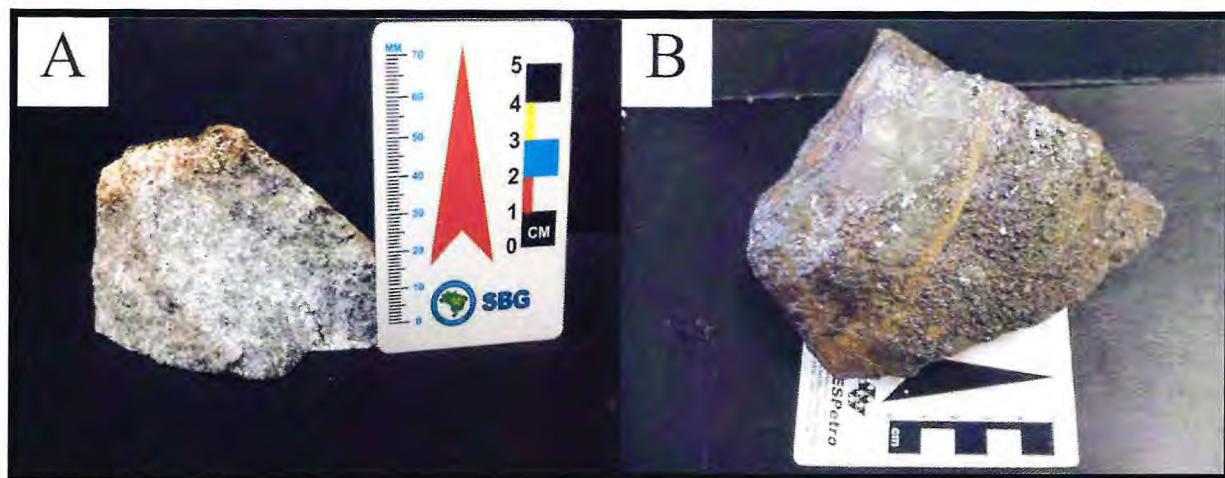


Fonte: Elaborado pelos autores.

7.2.4 Análises químicas do Quartzo Diorito e Minério Hematítico (ACME)

Ambas as amostras são predominantemente ferrosas, com elevados teores de óxido férrico, variando de 8% a 91% de Fe_2O_3 para o quartzo diorito e para o minério hematítico, respectivamente. O quartzo diorito possui valores de SiO_2 de 64,32 % e Al_2O_3 de 14,88% e teor de magnésio de 1,10% e o teor de ferro 8,13% reflete o enriquecimento tardio pós-fase de potassificação (Fig. 7.18a). Em lâmina polida, o ferro é encontrado como hematita e magnetita, onde a última, às vezes apresenta-se como cristais idiomórficos. A microclinização nessa rocha é marcada por um teor levemente alto de potássio (5,53%) nas análises químicas. O Rb, assim como o K, mostra resultados positivos e elevados, sugerindo o acúmulo de feldspato potássico ou enriquecimento devido à alteração potássica observada em seção delgada. O resultado de 304,7 ppm para cobre reflete a fase de sulfetação e carbonatação presentes na rocha. Esses valores elevados se devem principalmente a presença de calcopirita, bornita, covelita e malaquita.

Figura 7.18 – a) Amostra de mão do quartzo diorito [P258: 292208m E/9466038m N];b) Minério hematítico, onde a porção mais fina é formada por cristais relictos de magnetitas, enquanto a mais grossa é representada por hematita [P003: 292448m E/9466972m N].



Fonte: Elaborado pelos autores.

As análises do minério hematítico com mais de 91,29 % de óxido de ferro revelam teores de fosfato razoavelmente alto 3,19%, porém, esse resultado não confirma a presença de apatita, pois em nenhuma análise petrográfica do minério constatou-se a existência do mesmo. Os valores elevados para este óxido podem corresponder a outro mineral com fosfato (?); outra justificativa, menos provável, seria de que a amostra analisada não fosse representativa. Neste caso, os relictos de magnetita com inclusões de apatita poderiam interferir nos resultados. Pelo fato do afloramento ocorrer na forma de blocos e matacões a coleta de amostragem que não se encontrava em sua posição original pode também interferir nos resultados geoquímicos. O teor de sílica 0,80% está presente na rocha como quartzo (Tab. 7.3). Há questões abertas quanto à procedência da sílica, se a mesma foi ou não influenciada pelas rochas encaixantes do Grupo Serra Grande. A principal prova que remete ao questionamento são os fragmentos de arenitos conglomeráticos envolvidos pelo minério encontrados recentemente na área da outra equipe.

Tabela 7-3 - Análises litoquímicas do Alvo Ararendá/Iaporanga. Os óxidos estão representados em percentagem em peso e os elementos traço em ppm.

	Quartzo Diorito	Minério Hematítico
Al ₂ O ₃	14,88	0,27
Ba	2150	123
Be	3	3
CaO	1,31	1,72
Ce	130,1	456,3
Co	11,5	36,7
Cr ₂ O ₃	<0.002	0,002

Cs	1,2	<0,1
Dy	2,80	15,46
Er	1,28	8,13
Eu	1,20	2,62
Fe2O3	8,13	91,29
Ga	15,3	19,1
Gd	4,70	23,63
Hf	5,2	<0,1
Ho	0,46	3,08
K2O	5,53	<0,01
La	67,2	207,8
LOI	0,6	0,0
Lu	0,19	0,83
MgO	1,10	1,02
MnO	0,12	0,53
Na2O	3,01	0,02
Nb	8,3	10,7
Nd	51,5	195,3
Ni	<20	164
P2O5	0,27	3,89
Pr	14,19	53,23
Rb	131,9	0,4
Sc	4	2
SiO2	64,32	0,80
Sm	7,43	29,66
Sn	3	12
Sr	543,6	47,0
Sum	99,58	99,62
Ta	0,4	0,4
Tb	0,59	3,11
Th	15,2	13,1
TiO2	0,26	0,06
Tm	0,22	1,07
U	1,7	3,6
V	50	733
W	<0,5	0,8
Y	11,9	82,4
Yb	1,26	6,22
Zr	201,1	4,0
TOT/C	<0,02	<0,02
TOT/S	<0,02	0,07
Ag	0,1	0,6
As	1,0	25,7
Au	5,9	10,1
Bi	<0,1	0,7
Cd	<0,1	<0,1
Cu	304,7	428,4
Hg	<0,01	<0,01
Mo	0,7	1,9
Ni	12,3	128,5

Pb	2,9	0,9
Sb	<0.1	<0.1
Se	<0.5	3,9
Tl	<0.1	<0.1
Zn	32	32

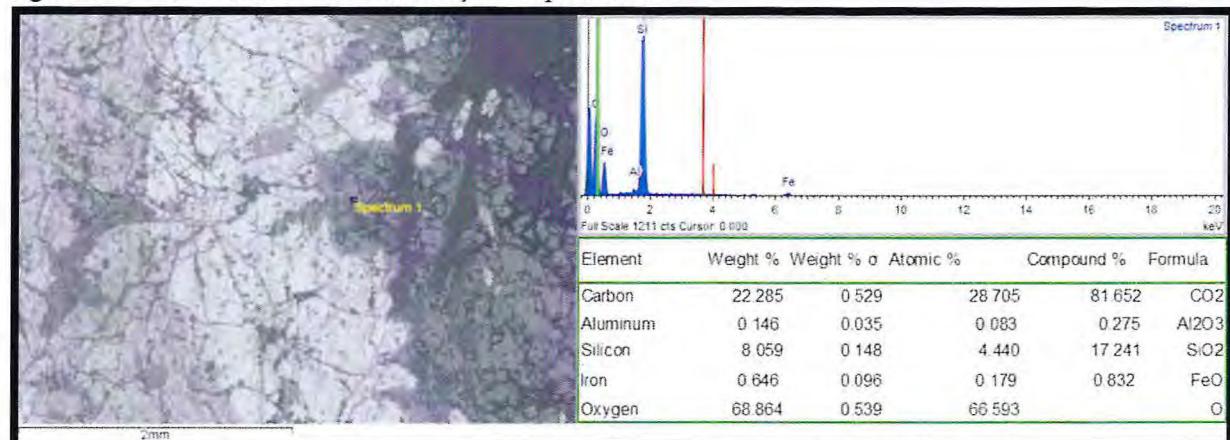
Fonte: Elaborado pelos autores.

7.2.5 Microscopia Eletrônica de Varredura

7.2.5.1 Minério de ferro em contato com metarriolito

A área analisada na primeira amostra (*Spectrum 1*) revelou, nas porções leucocráticas, porcentagens significativas de sílica, provavelmente quartzo, acompanhada de pouco alumínio e ferro, interpretados como algum alumino-silicato secundário (Fig. 7.19).

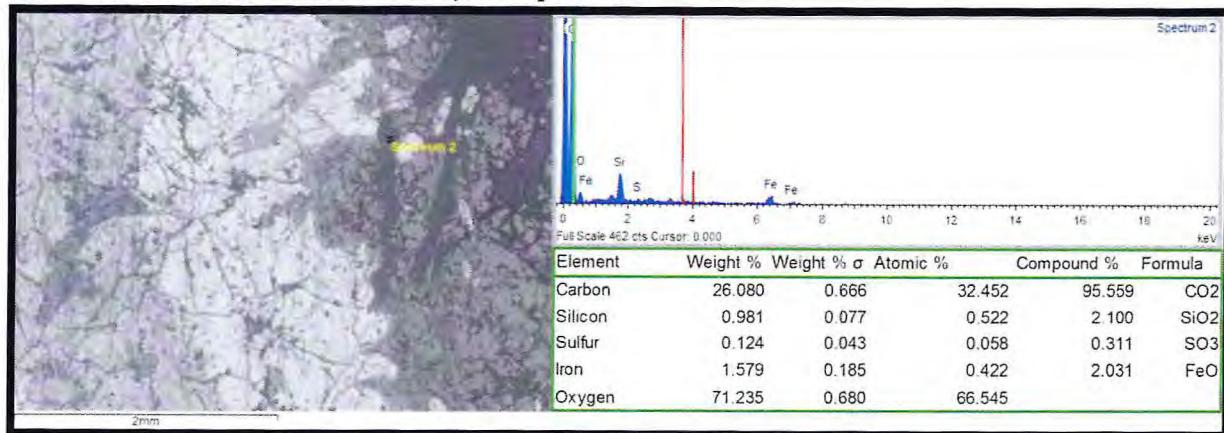
Figura 7.19 – Resultados do MEV em relação ao *Spectrum 1*.



Fonte: Elaborado pelos autores.

No *Spectrum 2*, a taxa de sílica reduz em oito vezes em relação ao valor no *Spectrum 1*, e o enxofre aparece em quantidades pequenas juntamente como ferro e acompanhado de um aumento nos teores de oxigênio. A área selecionada foi interpretada como óxido de ferro com baixa porcentagem de sulfeto. É notória a injeção deste material substituindo-o o mais silicoso (Fig. 7.20).

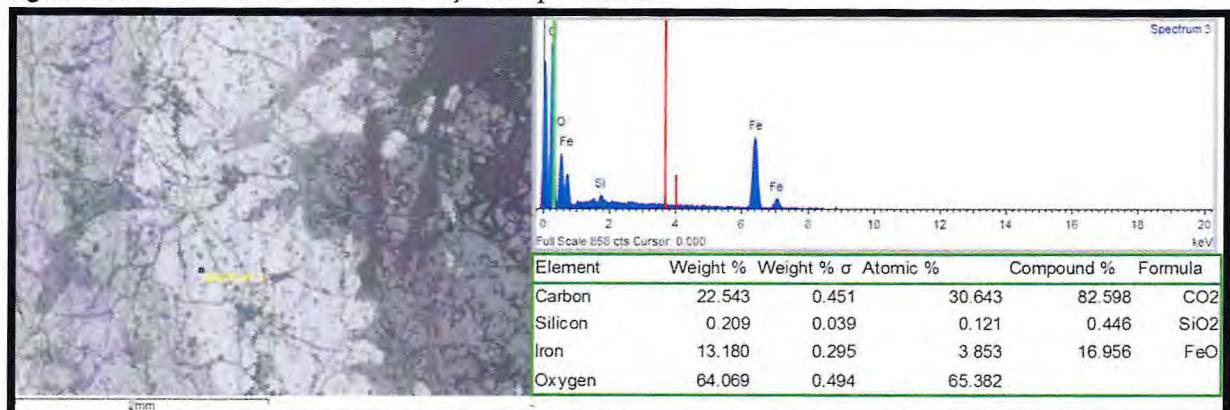
Figura 7.20 - Resultados do MEV em relação ao *Spectrum 2*.



Fonte: Elaborado pelos autores.

No *Spectrum 3*, a área selecionada é constituída essencialmente por hematita, onde percebe-se que os valores de ferro aumentaram quase 13 vezes em relação ao *Spectrum 2*. A análise na área das microfraturas, pós-substituição magmática, revela novos elementos participantes de um processo de alteração. Os valores relativamente elevados para cloro, em meio ao contexto hidrotermal, fortalecem a natureza salina dos fluidos hidrotermais (Fig. 7.21).

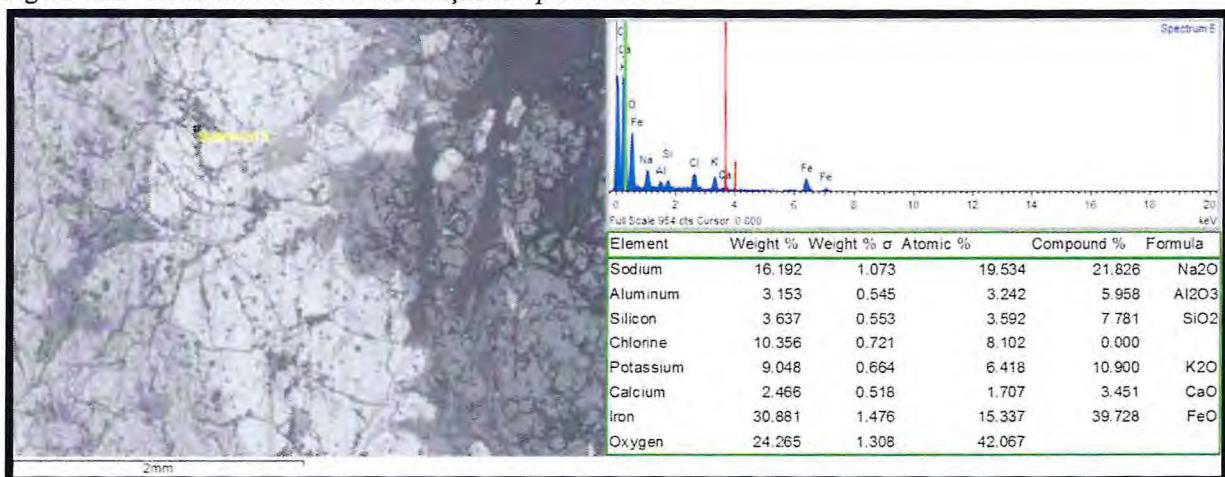
Figura 7.21 - Resultados do MEV em relação ao *Spectrum 3*.



Fonte: Elaborado pelos autores.

No *Spectrum 5*, os elementos sódio 16,19%, cálcio 2,4% e potássio 9,0 % podem ser reflexo da fase de alteração sódica, cálcica e potássica respectivamente. O teor alto para cloro 10,35% sustenta também a ideia de envolvimento de fluidos salinos (Fig. 7.22).

Figura 7.22 - Resultados do MEV em relação ao *Spectrum 5*.



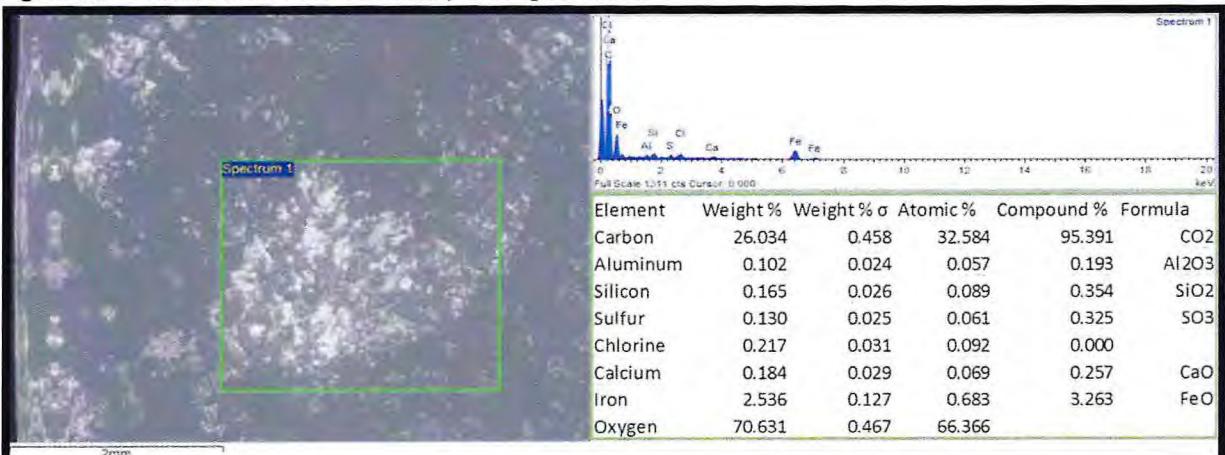
Fonte: Elaborado pelos autores.

7.2.5.2 Minério de ferro com sulfeto

A amostra, macroscopicamente, tem uma matriz magnetítica-hematítica com uma orientação definida por silicatos/fosfatos. A análise de microscopia eletrônica de varredura para esta amostra foi realizada visando à caracterização detalhada de algumas fases minerais, para tentar esclarecer a possível composição (dos silicatos), e a presença ou não de apatita, uma vez que, alguns minerais apresentavam características muito semelhantes com este mineral.

No *Spectrum 1* uma análise geral da composição da área analisada destaca as principais fases minerais envolvidas no que parece estar relacionada também a um processo hidrotermal devido à presença cloro (Fig. 7.23).

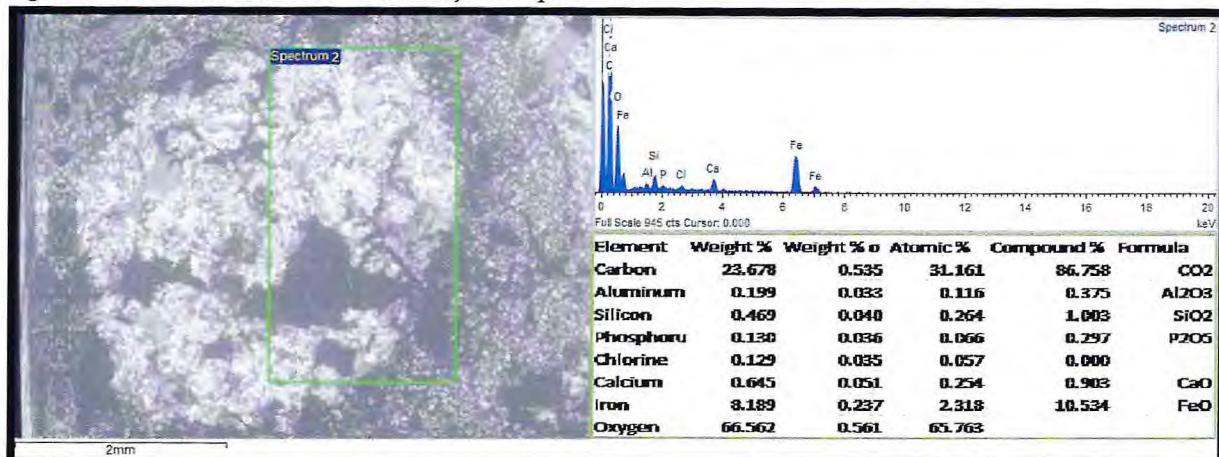
Figura 7.23 - Resultados do MEV em relação ao *Spectrum 1*.



Fonte: Elaborado pelos autores.

No *Spectrum 2* os valores discretos de fósforo e cálcio são baixos, mas podem indicar a presença de apatita. Ao mesmo tempo, mostra teor de ferro maior em relação ao *Spectrum 1*, refletindo a fase hematítica (Fig. 7.24).

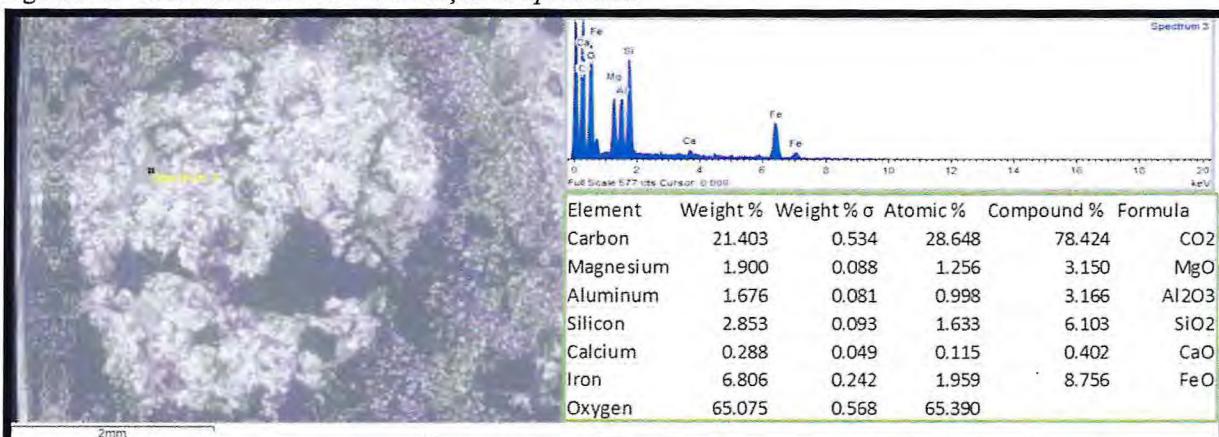
Figura 7.24 - Resultados do MEV em relação ao *Spectrum 2*.



Fonte: Elaborado pelos autores.

No *Spectrum 3*, o maior teor de magnésio na área analisada, indicam microfraturas com presença de clorita. A presença deste mineral implica em processos hidrotermais, e sua presença foi constatada também em análise petrográfica (Fig. 7.25).

Figura 7.25 - Resultados do MEV em relação ao *Spectrum 3*.



Fonte: Elaborado pelos autores.

7.3 Sequência de alteração

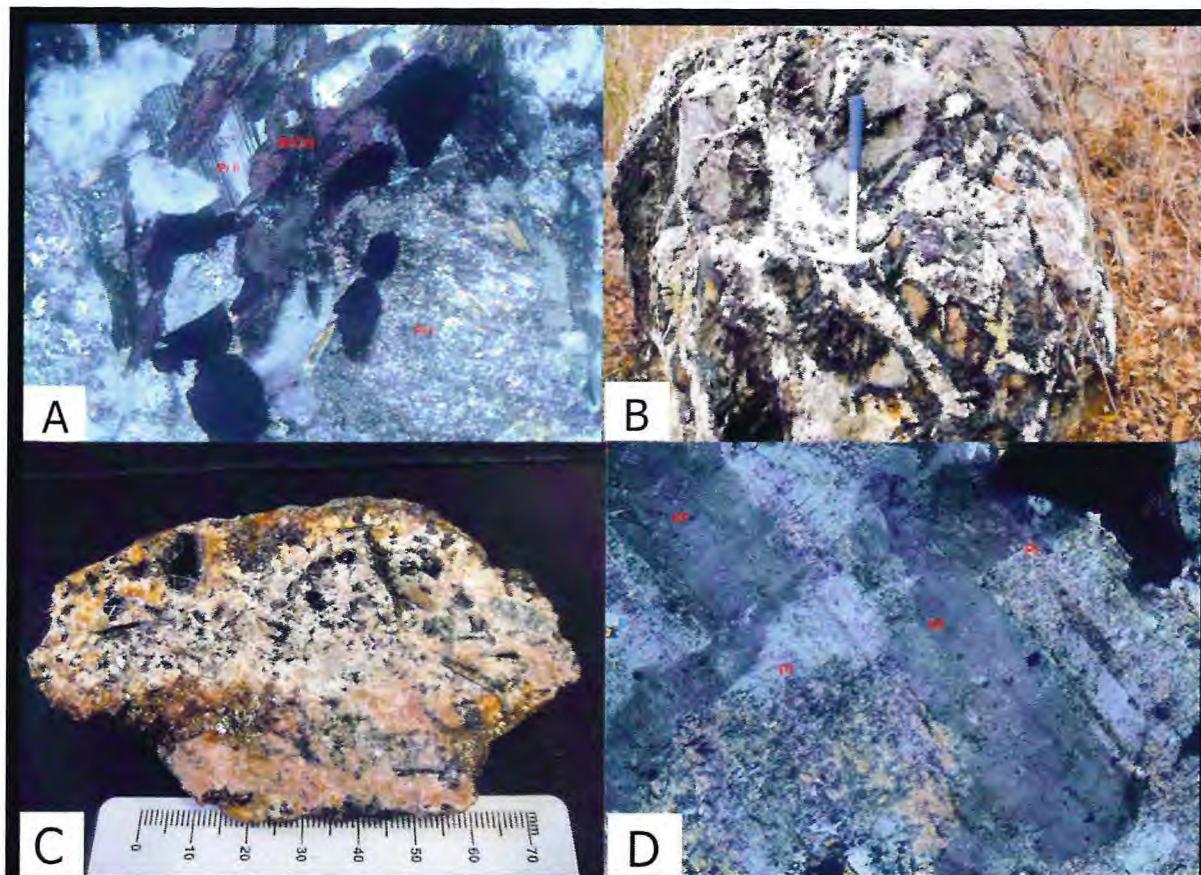
A caracterização das zonas de alteração hidrotermal foi fundamental para o reconhecimento de padrões de zoneamentos espaciais e temporais regionais de alteração. Na área em apreço foram reconhecidas três tipos de alterações hidrotermais, que se sucedem

temporalmente, e segundo os padrões de zoneamento espaciais e associações mineralógicas, podem ser: i) alteração sódica e/ou cálcio-sódica de desenvolvimento regional; ii) alteração potássica; iii) alteração propílica/argílica.

Os intensos processos relacionados ao metassomatismo Na-Ca-Cl, são característicos de depósitos do tipo IOCG *lato sensu*, e estão presentes em escala regional, amplamente desenvolvidas de forma penetrativa junto às rochas hospedeiras do minério *stratabound*. No minério *stratabound*, a alteração sódica (enriquecimento de Na acompanhada de empobrecimento de Ca e K) é caracterizada pela neoformação de plagioclásio albítico, límpido, que substitui o plagioclásio original, que se encontra turvo e alterado, e se associa também a cloritização dos ferromagnesianos (Fig. 7.26a).

A alteração cálcio-sódica ocorre também associada às rochas calcissilicáticas encaixantes que exibem normalmente uma associação à base de escapolita, diopsídio, plagioclásio, anfibólio, titanita, quartzo e epidoto. Além dessas associações são ainda observada feições metassomáticas em algumas rochas calcissilicáticas ou exoescarnitos compostas por plagioclásio e piroxênio na fase progradante, conhecida na literatura como *periskarn*, com anfibólio e clorita na fase retrogradante (Fig. 7.26b). Essa alteração é muito comum na maioria dos depósitos do tipo IOCG e Kiruna e tem sido usada para caracterizar um metassomatismo Na-Cl de expressão regional como justificativa de formação dos depósitos do tipo IOCG ou mesmo Kiruna por processos hidrotermais (e.g. Barton Nold et al., 2013).

Figura 7.26 - a) Lâmina de metabasalto-andesítico mostrando as duas gerações de plagioclásio (um mais límpido e outro mais turvo) e desestabilização da biotita para clorita; b) Bloco de rocha calcissilicática com feições metassomáticas injetadas por veio quartzo feldspáticos [P050: 296058m E/9466546m N]; c) Biotita granito mostrando cristais neoformados de k feldspato e biotita; d) microclinização de metabasalto andesítico marcado por também por formação de mica branca a partir do plagioclásio.



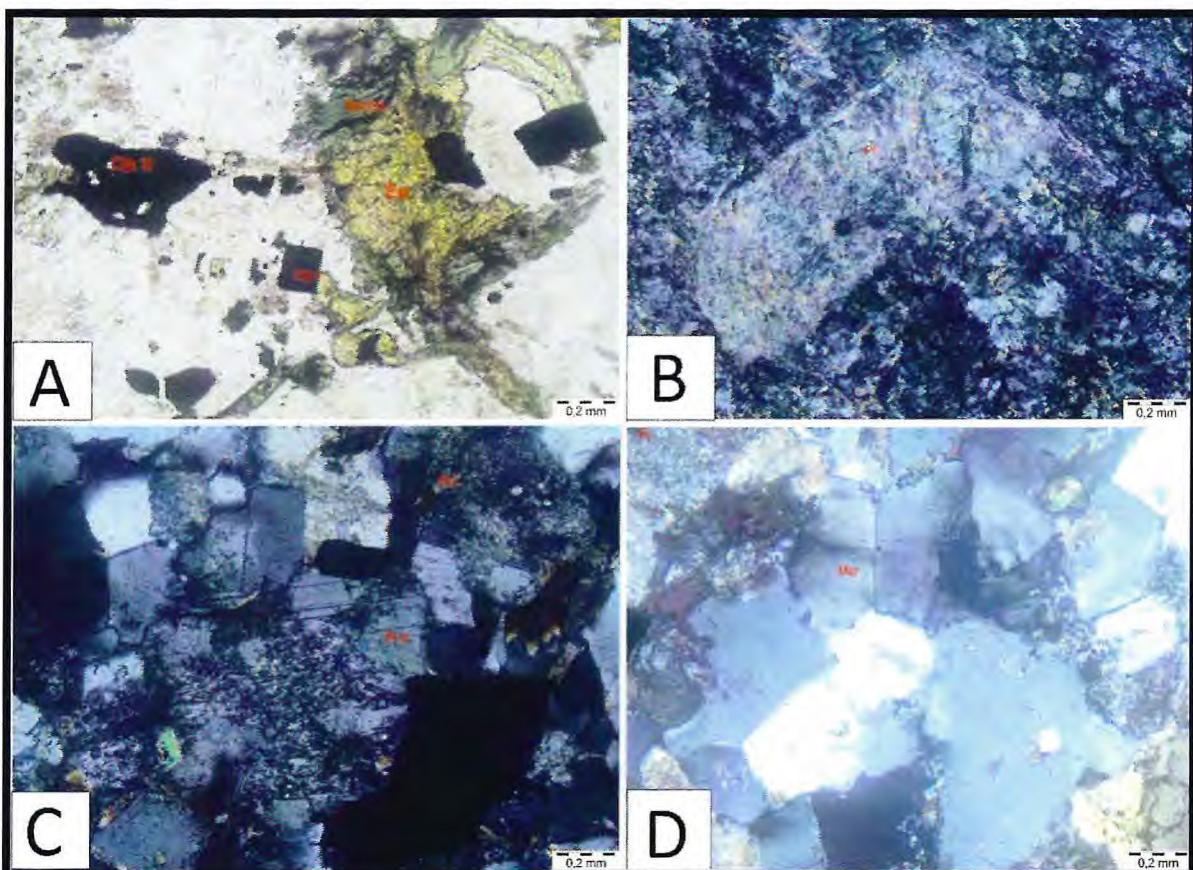
Fonte: Elaborado pelos autores.

A alteração potássica-hematita-intermediária é mais restrita a zonas adjacentes ao biotita granito em contato com minério *stratabound*. É caracterizada pelo desenvolvimento de agregados de feldspato potássicos que chegam a 1 cm e biotita neoformada, esta última de até um centímetro junto à porções graníticas e no interior do minério de ferro, bem como ao longo de fraturas no minério magnetítico. Encontra-se sucedida por uma importante fase de sulfetação rica em cobre, representada por calcopirita, bornita, covelita.

A alteração propílica/argílica é marcada por uma importante fase de epidotização, albitização, cloritização e argilitização, que se desenvolve junto ao minério *stratabound*. A propilitização é resultado da transformação dos silicatos das rochas hospedeiras (metabasalto-andesíticos) do minério magnetítico em minerais secundários como epidoto, albita e carbonato (Figura 7.27a-c). Acompanhando esse processo tem-se também um

microfraturamento irregular ou hidráulico dos cristais de magnetita, marcado por uma rede de microfraturas irregulares nos cristais de magnetita preenchidas por epidoto; a cloritização desenvolve-se junto aos minerais ferromagnesianos, que são totalmente cloritizados (Fig. 7.27a) e a albitização junto aos plagioclásios mais cálcicos e turvos, por vezes, preenchendo microfraturas escalonadas e/ou tectônicas em cristais de magnetita.

Figura 7.27 - a)Clorita e epídoto neoformados marcando processo cloritização e epidotização respectivamente em metabasalto; b) Fenocristal de plagioclásio alterando para mica branca, em matriz quartzo-feldspática turva, fortemente hidrolitizada marcada pela formação de sericita e argilominerais; c) Alteração cálcio sódica caracterizada pela neoformação de plagioclásio albítico (Pl II) a partir de plagioclásio pré existente; d) A entrada de potássio no sistema é marcada pela formação de microclima em metabasalto-andesítico.



Fonte: Elaborado pelos autores.

A alteração hidrolítica/argílica é a menos desenvolvida e encontrada juntamente com a alteração propílica. A assembleia mineral é composta por quartzo, sulfetos e sericita. Estas rochas estão presentes significativamente a sul da área, onde tudo indica, foi o *front* de alteração resultante de um evento mais tardio envolvendo fluidos meteóricos e/ou das encaixantes. Na área esse processo é observado em diques riolíticos, transformando-os em uma massa argilitizada microcristalina.

Além dessas rochas, ocorrem também brechas graníticas de falhas com fragmentos milimétricas a centimétricos, cimentadas por óxido de ferro e clorita, o que mostra certa mobilidade do ferro induzida pelo falhamento.

As análises petrográficas permitiram inferir sequências de formações de minerais dos principais litotipos encontrados na área mineralizada. A tabela 7.4 mostra a formação de cada fase mineral que se deu em determinado estágio de alteração. Alguns minerais tiveram mais de uma geração e/ou se formaram em mais de um estágio de alteração. A ordem das alterações colocadas na tabela não segue necessariamente uma ordem sequencial de alterações. Assim por exemplo no caso minério *stratabound*, a fase de sulfatação antecedeu a potassificação e não o inverso.

Tabela 7-4 - Sequencia de formação de fases minerais em diferentes estágios de alterações hidrotermais.

	MINERAIS	PRÉ ALTERAÇÃO	CALCIO/SÓDICA	POTASSIFICAÇÃO	SULFETAÇÃO/ CARBONATAÇÃO	PROPILITIZAÇÃO/ ARGILITIZAÇÃO
METARRIOLITO	K FELDSPATO QUARTZO BIOTITA PLAGIOLÁSIO ALBITA MUSCOVITA I MUSCOVITA II EPÍDOTO SERICITA ARGILOMINERAIS					
BIOTITA GRANITO	QUARTZO I K FELDSPATO I K FELDSPATO II BIOTITA I BIOTITA II PLAGIOLÁSIO I PLAGIOLÁSIO II CLORITA ZIRCÃO EPÍDOTO TITANITA					
METABASALTO ANDESÍTICO	QUARTZO I QUARTZO II PLAGIOLÁSIO I PLAGIOLÁSIO II BIOTITA PIROXENIO ANFIBÓLIO CLORITA CARBONATO K FELDSPATO					
MINÉRIO MAGNETÍTICO STRATABOUND	PIROXENIO ANFIBÓLIO APATITA MAGNETITA I MAGNETITA II MARTITA/HEMATITA CALCOPIRITA BORNITA COVELITA LIMONITA MALAQUITA					
MINÉRIO HEMATÍTICO	MAGNETITA HEMATITA QUARTZO FOSFATO (?) APATITA MARTITA					

7.4 Sequência de Formação dos depósitos minerais

Embora reconhecendo ser prematuro estabelecer a cronologia das diferentes ocorrências minerais, em face da inexistência de dados geocronológicos, químicos e isotópicos e, sobretudo, da descontinuidade de relações entre elas, cujos contatos são em grande parte recobertos por rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba ou modificados por estruturas tectônicas, algumas feições texturais, estruturais e composicionais nos permitem esboçar as primeiras considerações:

- O minério magnetítico *stratabound*, rico em fosfato, que se desenvolve entre rochas metabásica-andesíticas e metarriolíticas e que se encontra deformado e dobrado, parece corresponder a ocorrência mais antiga. Entretanto, não se descarta uma relação com as rochas metadioríticas mineralizadas em ferro encontradas nas imediações, a sul da era estudada, uma vez que as metabásica-andesíticas poderiam ser consideradas seus equivalentes vulcânicos. Entretanto, o minério *stratabound* apresenta uma mineralização muito mais rica em apatita, bem como, seus cristais de magnetita, que apresentam comumente lamelas de exsolução de ilmenita.
- O minério hematítico maciço, dominado por hematita romboédrica, entretanto, é ainda uma incógnita, embora este tipo de hematita tem sido tratado na literatura (e.g. Nolds) como hematita magmática. Para Figueiredo (2000) a hematita romboédrica tem T_{máxima} de 1457°C. Isso permite supor que sua origem esteja ligada a fusão do minério *stratabound* onde a alta fugacidade de oxigênio possibilitou a formação de hematita. Já a migração deste *melt* para áreas circunvizinhas, se deu provavelmente por algum controle estrutural. É importante ressaltar a descoberta de blocos hematíticos com clastos do Grupo Serra Grande em suas proximidades, o que reforça a hipótese deste minério hematítico pertencer a um evento formacional mais jovem.

7.5 Modelo genético dos depósitos IOCG

Os depósitos magmático-hidrotermais ricos em óxidos de ferro e cobre têm sido classificados segundo Willians *et. al.*, (2005) e Groves *et. al.*, (2010), em cinco subgrupos, que se diferenciam em termos de ambiente tectônico, relação espacial com os plátanos graníticos e tipologia do minério (Fig. 7.28):

- O subgrupo IOCG sensu strictu, conhecido, como Olympic Dam, rico em elementos menores e polimetálicos (F, Cu, Au, Ag, U, Th, Co, Ba, e LREE);
- O subgrupo Kiruna, rico em Fe-P;
- O subgrupo Skarn de Fe-(Ca) e Fe-(Mg);
- O subgrupo associados às intrusões alcalinas, como carbonatitos;
- Subgrupo de alto teor de Au (Cu), tipo Starra;

Figura 7.28 - Sintetização das classificações dos subgrupos segundo Groves *et. al.* (2010).

Age	Subgroup 1 IOCG sensu stricto	Subgroup 2 Iron-oxide (P)	Subgroup 3 Alkaline Intrusion/ carbonatite/iron-oxide lithophile elements	Subgroup 4 Skarn	Subgroup 5 High-grade Au (Cu)
Cenozoic		El Laco Cerro de Mercado		Iron Springs Cortez, Yerington	
Mesozoic	Candelaria Manto Verde Raul-Condéstable	Chilean iron belt Pennian iron belt		<i>Hangkow</i> Cornwall, Grace Korshunovsk, Tagar	
Paleozoic				Kachar, Sarbai, Sokolovsk Teyskoc, Ampalyskoe Tashtagol Magmitogorsk Goroblagodat, Peschansk Chegart	
Neoproterozoic		Kasempa		<i>Jabal Isas</i>	
Mesoproterozoic	Olympic Dam Ernest Henry (Boss-Bixby 70mt) <i>Singlham</i> Mt. Elliot/SWAN	Benson Mines Pea Ridge Acropolis	<i>Bayan Obo</i> O'OKIIP	(Dover 26mt) (Osbourne 11mt)	Starra <i>Tick Hill</i>
Palaeoproterozoic		Kiruna Malmberget Svappavaara	Vergenoeg PALABORA	Grangesberg	Warrego Nobels Nob White Devil Peko
Neoarchean	Sabobo Cristallino Sossego-Sequerinho Alemão-Igarape Bahia				

Only large (>100 t) deposits shown except for high-grade subgroups; italics indicate uncertainty of association; capitals in subgroup 3 indicate potential magmatic end members

Fonte: Groves *et. al.*, (2010).

Dos subgrupos acima, os que mais se assemelham ao minério de ferro estudado são os tipos Olympic Dam e Kiruna.

7.5.1 Características gerais dos depósitos IOCG

Os depósitos IOCG supracitados apresentam, segundo Willians *et. al.*, (2005), as seguintes feições:

- a) São depósitos minerais ricos em Fe-Cu e Au de origem hidrotermal;
- b) São dominados por hematita e magnetita (>10%) pobres em Ti, e/ou silicatos ricos em Fe (grunerita, actinolita Fe, fayalita);

- c) Apresentam forte controle estrutural em que a maioria dos depósitos encontra-se hospedado em rochas afetadas por sistemas ou zonas de cisalhamento dúcteis-frágeis em depressões tectônicas do tipo *graben* e/ou *rifte*s submetidos a movimentos transcorrentes e extensionais;
- d) Ocorrem na forma de brechas, veios, corpos lenticulares maciços e disseminados, com enriquecimento em sulfetos de Cu (calcopirita-bornita-calcocita) e elementos menores (F, P, Au, Ag, U, LREE);
- e) Os sulfetos de Cu são em geral pós-fase óxido de Fe;
- f) As rochas hospedeiras da mineralização são fortemente alteradas hidrotermalmente, destacando-se: alteração sódica e calcio-sódica, em níveis mais profundos; alteração potássica, em níveis intermediários, superimpostas por metassomatismo Fe (magnetização); alteração hidrolítica (sericitização) em níveis superficiais ou rasos, envolvendo interação com fluidos meteóricos. Acompanhando estas alterações, sobretudo as intermediárias, tem-se forte sulfetação - calcopirita e bornita;
- g) São desprovidos de venulação de quartzo ou silicificação;
- h) Exibem relação temporal com magmatismo, mas não necessariamente com intrusões proximais, como o caso dos sistemas de Cu-Au pórfiros e skarns.

Para Barton (2013) esses depósitos apresentam óxidos de Fe hipógenos, baixo teor em sulfetos, uma diversidade de elementos traços (Cu, Au, P, REE, Co, U), e importantes alterações hidrotermais ricas em Na-Ca-K-Fe-H. Adicionalmente, exibem forte relação com contexto e/ou associações evaporíticas, em que os fluidos mineralizantes apresentam alta salinidade e pobres em enxofre. Segundo esse autor, salmouras evaporíticas têm alta razão Cl/S, de modo que os metais excedem significativamente a quantidade de sulfetos necessários a sua precipitação. Como consequência, somente os elementos calcófilos menos solúveis (Cu) foram sulfetos associados com outros elementos que formam óxidos (Fe, REEs, U) e Au nativo. Em oposição, outros fluidos mineralizantes com águas marinhas e/ou magmáticas tem menor razão Cl/S, o que favorece a maior precipitação de sulfetos, uma razão óxido/sulfetos menor e comumente uma concentração maior de sulfetos de Pb e Zn em porções mais distais do sistema mineralizador da escassez do S, Pb e Zn seriam removidos.

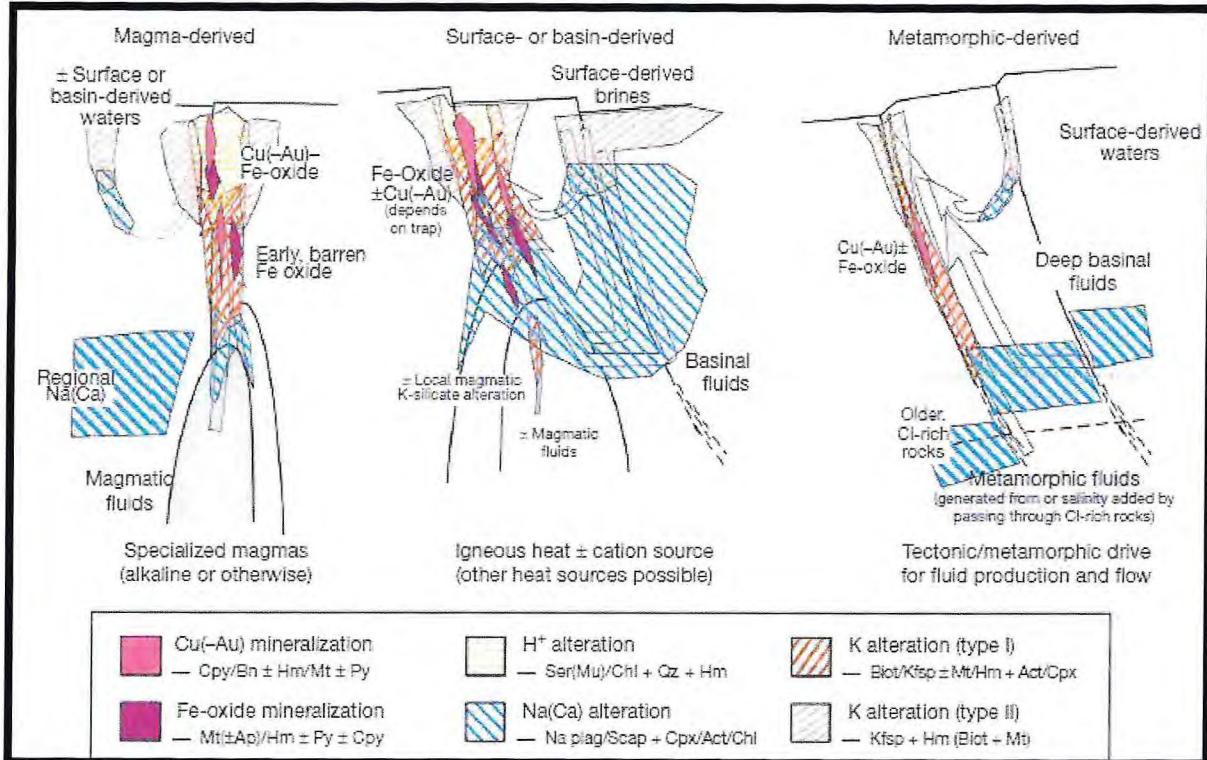
7.5.2 Gênese dos depósitos tipo IOCG

Embora seja uma classe de depósitos relativamente nova, sobretudo quando comparada a outros tipos de depósitos de Fe hidrotermais, como os depósitos de *skarn* de Fe,

os depósitos IOCG são relativamente bem estudados. Entretanto, ainda não há consenso quanto aos seus processos de formação, haja vista que nenhum esquema de classificação é aceito universalmente e nem explica satisfatoriamente a diversidade de características encontradas nesses depósitos hidrotermais ricos em óxido de Fe (e.g. Barton & Johnson 2000) (Fig. 7.29). Todavia, duas proposições se destacam:

- a) Fonte magmática, que estaria relacionado a magmas graníticos ricos em voláteis enriquecidos em elementos incompatíveis (e.g. intrusões félscas tipo A, ricas em álcalis) controlados por estruturas crustais profundas, relacionados com eventos de rifteamento crustal de escala global (Hitzman *et. al.*, 1992, Pollard 2000). A fonte de enxofre requerida para a precipitação dos metais seria externa, uma vez que os fluidos magmáticos são pobres em S. Nesse caso, o S é introduzido por assimilação magmática de unidades metassedimentares.
- b) Fonte não magmática que estaria relacionada a dois subambientes:
 - i. Um de natureza sedimentar, envolvendo bacias rasas, extensionais, portadora de sais evaporíticos ricos em Na-Ca, para explicar a mineralização pobre em sulfetos, rica em óxidos, baixa razão S/Fe e a vasta extensão da alteração hidrotermal sódica (albitização) das rochas encaixantes (Barton & Johnson 2000; Haynes 2000). O papel das intrusões seria de induzir a convecção termal das salmouras não magmáticas (e.g. Barton & Johnson 2000, 2004; Haynes 2000);
 - ii. A outra associada a contexto tectono-metamórfico. Nesse caso, envolveria a mistura de fluidos oriundos de desvolatização por ocasião do metamorfismo com outros fluidos hidrotermais ou supergênicos de baixa temperatura (e.g., the Cloncurry deposits: Kendrick *et. al.*, 2007).

Figura 7.29 - Modelo esquemático dos depósitos do tipo IOCG.



Fonte: Barton, 2014.

7.5.3 Características gerais dos depósitos tipo Kiruna

O subtipo Kiruna, que é rico em Fe-P, conhecido também por IOA (*Iron Oxide-Apatite*) apresenta as seguintes feições:

- São depósitos ricos em magnetita pobre em Ti, e em apatita (até 20%) e pobres em sulfetos;
- Formam-se em níveis mais profundos que os depósitos IOCG *sensu strictu* e, normalmente, associam-se com sequência vulcâno-subvulcânica felsicas e máficas em ambientes extensionais ao longo de zonas de cisalhamento ou não;
- O minério ocorre na forma de filões maciços, tabulares ou mesmo na forma de corpos irregulares intercalado na parte superior da associação vulcâno-subvulcâno;
- A associação magmática vai de alcalina a cálcio-alcalina;
- São afetados por grandes volumes de alterações do tipo sódica e cálcio-sódicas e quando coexistem com os depósitos do tipo IOCG tem sido formados antes desses depósitos;
- Alguns depósitos exibem albita e escapolita junto à epidoto e actinolita associado às rochas máficas alteradas;

- g) Os fluidos mineralizantes são relativamente de alta temperatura, salinos, oxidados e com baixo teor em S, indicando fontes magmáticas ou misturas de fluidos magmáticos com fluidos baciais altamente salinos (Ex: Depósito de Kiruna, Suécia, os depósitos do Distrito Missouri nos EUA, e o depósito El Romero no Chile, entre outros). Vale lembrar que na área estudada não encontrou se pirita, fase mineral formada geralmente quando se tem grande aporte de sulfeto.

7.5.4 Gênese dos depósitos tipo Kiruna

A origem desse minério é também controversa, e vários processos têm sido propostos (e.g. Naslund *et. al.*, 2000), entre eles:

- i. Magmático, envolvendo a separação de um *melt* rico em Fe imiscível, de um *melt* rico em sílica, durante o resfriamento;
- ii. Fusão parcial ou total de rochas crustais rica em Fe;
- iii. Substituição magmática-hidrotermal de alta temperatura ($T \sim 800^{\circ}\text{C}$, conduzindo a formação de um minério maciço, estilo intrusivo, tão logo o magma esfria e solidifica);
- iv. Precipitação de fluidos hidrotermais aquosos em menor temperatura ($\sim 400^{\circ}\text{C}$) que poderiam formar minérios magnéticos disseminados e em veios;
- v. Deposição sedimentar-exalativa.

Os processos i e ii, descritos como magmáticos, envolvem o transporte do Fe como um magma extremamente rico em Fe. Eles diferem, entretanto, como o magma foi formado. Os processos iii, iv e v, envolvem o transporte do Fe como componente dissolvido no fluido e diferem principalmente da fonte, onde os fluidos originaram-se, e como e onde os fluidos interagiram com as rochas hospedeiras para liberarem o Fe dissolvido (Naslund *et. al.*, 2000).

7.6 Discussões sobre a Gênese dos depósitos de Fe-P-Cu de Ararendá

A diversidade das ocorrências do minério, marcadas por duas associações tipológicas distintas, proporciona suporte a mais de um mecanismo de formação para essas diferentes ocorrências ou uma complexa história de mineralizações e alterações metassomáticas.

O minério *stratabound*, que se encontra deformado, parece ser mais antigo. A sua frequente associação com metabasalto-andesítico e metarriolito, parcialmente modificados, implica em uma relação estreita com esse magmatismo bimodal, indicando formação crustal

rasa. Isso permite descartar a possibilidade de um depósito Cu pórfiro, uma vez que, este tipo de depósito tem mineralização associada a rochas granitoides poucas diferenciadas. Vale ressaltar também que nos sistemas pórfiros, as rochas porfiríticas possuem uma matriz com granulação geralmente fina, o que não se constata em campo, onde os granitos mineralizadores exibem uma textura equigranular de média a grossa. Associações minerais frequentes em depósitos do tipo pórfiro, como pirita, molibdenita, também não foram encontradas nas rochas da área, salvo as ocorrências de calcopirita e bornita juntamente com o minério. Tais evidências nos permitem compará-lo aos depósitos estratiformes ou *stratabounds* de Kiruna, Suécia, El Laco no Chile e Bafq, Iraque (Daliran *et. al.*, 2010).

Adicionalmente, observa-se que o minério Fe-P mostra preferência pelas rochas mais básicas, o que poderia ser tratado como produto de diferenciação de magma básico toleítico sob baixa fugacidade de oxigênio, reduzido e seco, cujos líquidos residuais são ricos em FeO (ferro ferroso) e pobre em sílica (e.g. Osborne 1962 in Grant 1984). O P poderia ser resultado de assimilação crustal como proposto por Hou *et. al.*, (2011) para o depósito de magnetita-apatita de Gushan, no sudeste da China. A variação textural encontrada nesse minério, como granulação fina nas bordas, interpretada como *chilled margin*, e granulação mais grossa, em zonas mais afastadas, sugere também uma história de resfriamento diferenciado durante o alojamento do corpo mineralizado, característico de uma mineralização magmática, e não hidrotermal, o que reforça sua semelhança com os depósitos de Fe-P do tipo Kiruna.

Por outro lado, a ocorrência de sulfetos de cobre que é comum na zona de contato entre o biotita granito e o minério magnético *strabound*, embora assinala localmente uma associação mineral compatível com depósito do tipo IOCG *sensu strictu*, cujos sulfetos são tardios em relação ao minério magnético, sua ocorrência tem sido restrita a este contato. Adicionalmente, a fase óxido precede a fase de potassificação associada ao corpo intrusivo que se propaga pelo seu interior, o que não é comum em depósitos IOCG, que normalmente apresenta a fase óxido superpondo a fase potássica.

Neste local, embora a magnetita seja levemente martitizada ao longo da borda e em fraturas, não se verifica a formação da fase hematítica especularítica que se desenvolve em profundidades mais rasas, em menor temperatura e normalmente pré-data a fase de sulfetação em depósitos tipo IOCG *sensu stricto*. Tudo indica que a formação do minério magnético em questão aconteceu em níveis inferiores e em temperatura mais alta que aquela encontrada em IOCG.

O minério hematítico, que é dominado por uma textura granular poligonal, com cristais euédricos ou idioblásticos, com junções tríplices em torno de 120°, é o mais discutível,

sobretudo em função de seus aspectos texturais e composicionais. Nesse sentido, a textura poligonal em minério de ferro tem sido tratada na literatura (e.g. Nold *et. al.*, 2013) como magmática, metamórfica e metassomática. Em livros textos de petrologia e microtectônica (e.g. Vernon, 2004 e Passchier & Trouw 2005) a textura poligonal tem sido normalmente interpretada como associada à cristalização/recristalização em condições (quase) estática, relacionada com metamorfismo termal (baixa P e alta T), o que pode ter destruído feições de formação primária, ou relacionada à *annealing*, processo associado à deformação, mediante a queda da pressão e manutenção da Temperatura em condições elevada. Segundo Passchier & Trouw (2005) trata-se de termo usado em metalurgia para indicar produtos de processos de deformação como recuperação (transformação de um mineral em subgrãos, mediante a deformação, sem formação de novos grãos) e recristalização (transformação de um grão mineral em agregados de pequenos novos grãos do mesmo mineral, como resultado de deformação pós formacional), induzidos por aquecimento de um material previamente deformado ou formado. A ação conjunta ou a coalescência dos processos de recuperação e recristalização favorece um ajuste dos limites de grãos e o crescimento de cristais resultante da diminuição da energia nos limites dos grãos. Como consequência, os cristais com limites irregulares tendem a apresentar contatos retos e formas poligonais mediante a redução de energia dos limites de grãos e os cristais pequenos tendem a desaparecer em prol dos cristais poligonais maiores. Passchier & Trouw (2005) intitulam esse processo de Redução de Área de Limite de Grão (GBAR).

Considerando a inexistência de metamorfismo de contato junto a este minério hematítico, pode-se admitir a segunda hipótese como principal mecanismo de sua formação. Nesse caso, o minério original teria se submetido à deformação plástica acompanhada de migração de borda de grão (GBM) e recristalização de cristais de magnetita, em condições fortemente oxidantes e de alta temperatura, e que agora se encontram totalmente transformados para hematita subédrica. A presença de cristais reliquias de magnetita deformada e martitizada, em meio aos cristais subédricos ou subidioblasticos de hematita com geminações romboédricas, poderia justificar esta segunda hipótese. Entretanto, admitindo a sua formação por este processo, era de esperar que o minério magnetítico com textura poligonal da região apresentasse também cristais de hematita subédrica, com geminações romboédricas, todavia, isso não ocorre, conforme visto anteriormente.

Pelo exposto e no atual nível de conhecimento, pode-se admitir que o minério hematítico estudado, em que os cristais de hematita euédricos com geminações romboédricas envolvem cristais reliquias de magnetita, deformados e parcialmente alterados para hematita

(martitização), é de origem magmática, e sublinha provavelmente outra geração de minério de ferro.

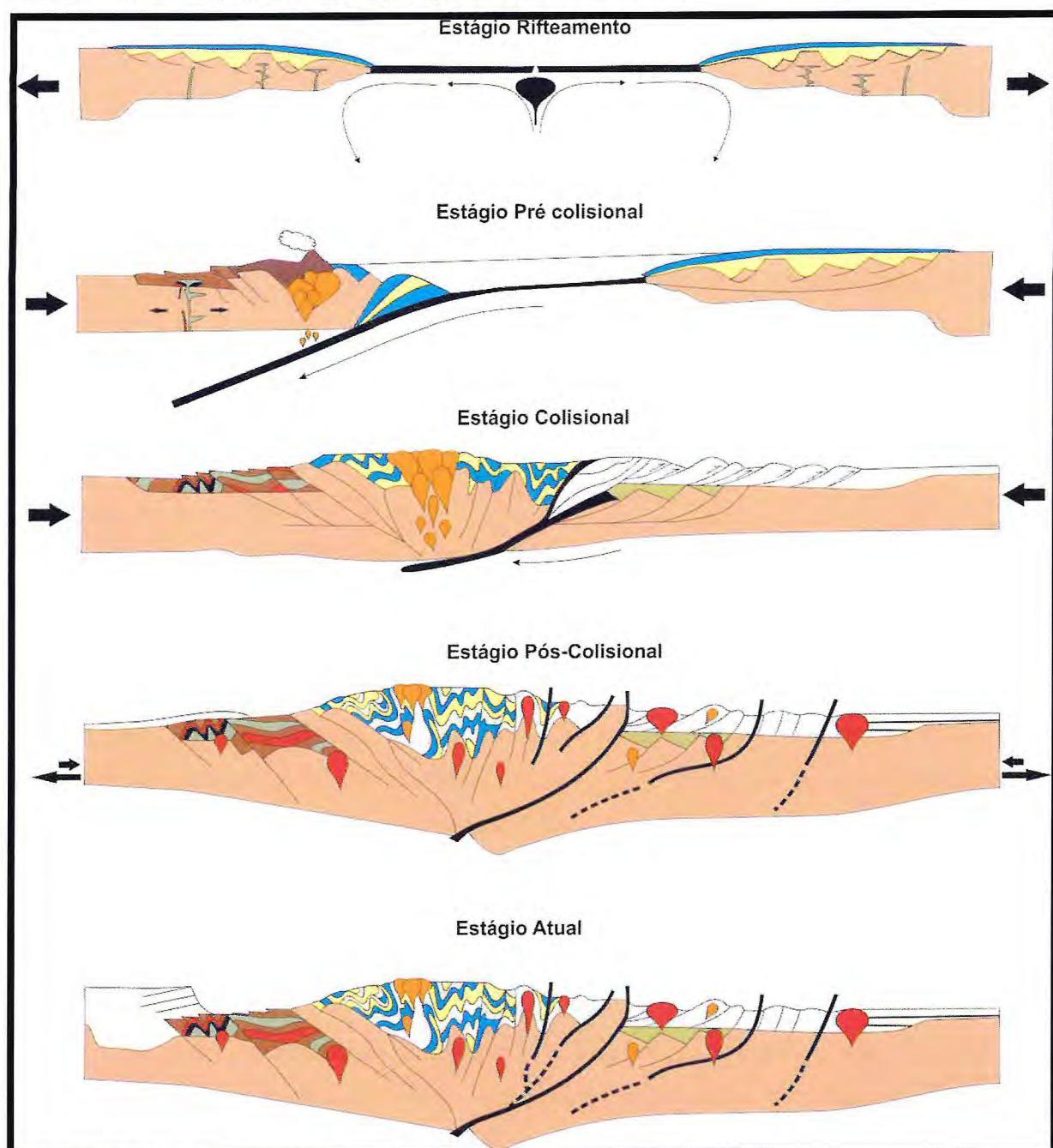
Por outro lado, a exceção dos depósitos de Fe de Pilot Knob e Iron Mountain do Sudeste de Missouri (USA) do Proterozoico (e.g. Nold *et. al.*, 2013), que apresentam cristais equidimensionais de magnetita associados ou não com hematita romboédrica, raros são os exemplos de depósitos de Fe hematíticos portadores de hematita romboédrica, pelo menos no nível de conhecimento dos autores, o que faz dessa ocorrência, um caso excepcional.

8. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

A evolução geológica da região foi proposta a partir das observações de campo, onde envolveu o contexto regional, juntamente com a segmentação das associações litológicas. A partir dessas observações propõem-se cinco estágios da evolução (Fig. 8.1).

- a) Estágio rifteamento: é marcado pela formação de uma margem passiva, em consequência do rifteamento, resultando na abertura de um oceano, ~800 Ma, (Arthaud, 2007). As rochas calcissilicáticas e gnaisses pelíticos, em função da composição e grau metamórfico, são considerados equivalentes remanescentes da sequência neoproterozoica do Complexo Ceará, que se encontra limitando o Arco Magmático de Santa Quitéria (AMSQ), tendo história deposicional associada em consequência do rifteamento, onde foram depositados margas e sedimentos psamo-pelíticos;
- b) Estágio pré-colisional: Neste estágio, durante o processo de subducção, a sequência supracrustal alcançou graus metamórficos do fácie anfibolito alto (Arthaud, 2007), resultando nas rochas calcissilicáticas e metapelíticas. Concomitantemente ocorre também a intrusão de vulcanismo bimodal, caracterizado por metabasaltos-andesíticos e metarriolitos. Associados a essas rochas ocorre a geração do minério *stratabound*.
- c) Estágio colisional: marcado pelo aumento do grau metamórfico, alcançando o fácie eclogito (Castro, 2004), que resultou na intensa migmatização das rochas supracrustais, sequência metavulcânica, corpo mineralizante, e na geração de um grande volume de granitos anatéticos. Durante esse estágio, presumisse que a fusão parcial do minério *stratabound* tenha gerado um *melt*. A migração deste último foi condicionada por estrutura rúptil, gerando o minério hematítico.
- d) Estágio pós-colisional: Nesse estágio inicia-se a granitogênese pós-colisional representada por biotita granitos, e marcado também pelo início da sedimentação, que posteriormente recobriria o minério.
- e) Estágio Atual: Nesse estágio o recuo e basculamento da bacia, permitiu a exposição do minério juntamente com as rochas hospedeiras da Unidade Metavulcânica Estreito.

Figura 8.1- Modelo esquemático da evolução geológica da área de estudo.



Fonte: Modificado e adaptado de Amaral, 2010.

REFERÊNCIAS

- Abreu, F.A.M., Hasui, Y., Gorayeb, P.S.S., (1993). **Grabéns eopaleozóicos do oeste cearense: considerações sobre as seqüências lito-estratigráficas.** In: XXXVII Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, 1, p.300-301.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A (1981). **Brazilian Structural Provinces: an introduction.** Earth Sciences Reviews, v. 17, p.1-29.
- Almeida, F.F.M., (1977). **O Cráton do São Francisco.** Revista Brasileira de Geociências, V.7, p.349–364.
- Almeida, A.R., Ulbrich, H.H.G.J., McReath, I., (1999). **O Batólito Quixadá Petrologia e Geoquímica,** Revista de Geologia 12, 29-52.
- Amaral, W. S., (2010). **Análise geoquímica, geocronológica e termobarométrica das rochas de alto grau metamórfico, adjacentes ao arco magmático de Santa Quitéria, NW da Província Borborema.** Tese (Doutorado em Geologia). Universidade de Campinas – UNICAMP.
- Amaral, W. S. **Integração de dados aerogeofísicos e sua contribuição a evolução geodinâmica do Domínio Ceará Central, Província Borborema.** 2007. 161 p. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade de Campinas, Campinas, 2007.
- Arthaud, M.H., Caby, R., Fuck, R.A., Dantas, E.L., Parente, C.V. (2008). **Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa.** In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B. & de Wit, M.J. (eds) West Gondwana: Pre- Cenozoic correlations across the South Atlantic Region. Geological Society, London, Special Publication, 294: 49-67.
- Arthaud, M. H. (2007). **Evolução neoproterozoica do Grupo Ceará - domínio central, NE Brasil: da sedimentação à colisão continental brasileira.** Tese (Doutorado em Geociências). Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília. 132 p.
- Barton, M. D., and Johnson, D. A., 2000. **Alternative brine sources for Fe-oxide(-Cu-Au) systems: Implications for hydrothermal alteration and metals.** Australian Mineral Foundation, Glenside, South Australia, p. 43-60.
- Barton, M. D., Johnson, D. A., and Zürcher, L., 2000. **Phanerozoic iron-oxide(-REE-Cu-Au-U) systems in southwestern North America and their origins.** EGRU Contribution 58, James Cook University, p. 5-11.
- Barton, M.D., Johnson, D.A., Kreiner, D.C., and Jensen, E.P. (2013) **Vertical zoning and continuity inFe oxide (-Cu-Au-Ag-Co-U-P-REE) (or 'IOCG') systems.** Cordilleran insights: Proceedings of the 12th Biennial Meeting, Society for Geology Applied to Ore Deposit, p. 1348-1351.

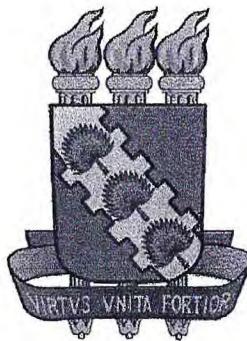
- Förster, H., & Jafarzadeh, A (1999). **The Bafq mining district in central Iran - a highly mineralized infracambrian volcanic field.** Econ. Geol. 89, 1697-1721.
- Ganade de Araujo, C. E. (2014). **Evolução Tectônica da Margem Ativa Neoproterozoica do Orógeno Gondwana Oeste na Província Borborema (NE-BRASIL). Doutorado em Geoquímica e Geotectônica.** Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil, 184p
- Gomes, I. P. (2006). **Caracterização Petrográfica e Petroquímica dos Granitos tardíos a pós-tectônicos da região de Santa Quitéria-Ceará, Brasil. Mestrado em Geologia.** Universidade Federal do Ceará, 184p.
- Garcia, M.G.M., Arthaud, M.H., Santos T.J.S., Nogueira Neto, J.A., (2006). **Retroeclogitos nas nappes brasilianas do Domínio Ceará Central, Província Borborema: dados texturais e termobarométricos preliminares.** 43º Congresso Brasileiro de Geologia. Anais. p.23.
- Góes, A.M., Feijó, F.J. (1994). **Bacia do Parnaíba.** Boletim de Geociências da PETROBRAS, Rio de Janeiro, 8(1):57-67.
- Groves, D.I., Bierlein, F.P., Meinert, L.D., Hitzman, M.W. **Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits through Earth history: Implications for origin, lithospheric setting, and distinction from other epigenetic iron oxide deposits.** Econ. Geol., v. 105, p. 641-654, 2010.
- Hackspacher, P.C.; Van Schmus, W.R.; Dantas, E.L., 1990. **Um embasamento Transamazônico na Província Borborema.** Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal - Anais, v.6, p.683-2696.
- Hitzman, M.W.; Oreskes, N.; Einaudi, M.T. **Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits.** Precambrian Research, v. 58, p. 241-287, 1992.
- Hou, T., Zhang, Z., Kusky T. (2011). **Gushan magnetite-apatite deposit in the Ningwu basin, Lower Yangtze River Valley, SE China: Hydrothermal or Kiruna-type?.** Ore Geology Reviews, ed.43, p. 333-346, 2011.
- Kendrick, M.A.; Mark, G.; Phillips, D. **Mid-crustal fluid mixing in a Proterozoic Fe oxide-Cu-Au deposit, Ernest Henry, Australia: evidence from Ar, Kr, Xe, Cl, Br and I.** Earth & Planetary Science Letters, v. 256, p. 328-343, 2007.
- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE. **Censo demográfico 2010.** Fortaleza, 2010.
- Instituto de Pesquisa e Estratégia Econômica do Ceará - IPECE. **Perfil Básico Municipal - Ararendá.** Fortaleza, 2009.
- Instituto de Pesquisa e Estratégia Econômica do Ceará - IPECE. **Perfil Básico Municipal - Ipaporanga.** Fortaleza, 2009.

- Lesquer, A., Beltrao, J.F., De Abreu, F.A.M., (1984). **Proterozoic links between northeastern Brazil and West Africa: a plate tectonic model based on gravity data.** Tectonophysics 110, 9-26.
- Mark, G. (1998). **Albitite formation by selective pervasive sodic alteration of tonalite plutons in the Cloncurry district, Queensland.** Aust J Earth Sci 45(5):765-774.
- Martins, G., Oliveira, E.P., Souza Filho, C.R., Lafon, J.M. (1998). **Geochemistry and geochronology of the Algodões sequence, Ceará, NE Brazil: A Paleoproterozoic magmatic arc in the Central Ceará domain of the Borborema Province.** XL Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, Anais: 28.
- Nascimento, F. G. C. (2006). **Petrologia magnética das associações magmáticas arqueanas da Região de Canaã dos Carajás – PA.** Dissertação (Mestrado). Belém: Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências – UFPA.
- Naslund, H. R., R. Aguirre, F. M. Dobbs, F. J. Henríquez, and J. O. Nyström. 2000. **The origin, emplacement, and eruption of ore magmas.** Ninth Congreso Geológico Chileno Actas 2:135-39.
- Nold, J. L.; Davidson, P.; Dudley, M. A. (2013). **The pilot knob magnetite deposit in the Proterozoic St. Francois Mountains Terrane, southeast Missouri, USA: A magmatic and hydrothermal replacement iron deposit.** Ore Geology Review, v.53, p. 446-469, 2013.
- Oliveira, D.C. Mohriak, W.U., (2003). **Jaibaras trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil.** Marine and Petroleum Geology 20, 351-383.
- Osako, L. S., Castro, D. L. de; Fuck, R. A.; Castro, N. A. de; Pitombeira, J. P. A. **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, São Paulo, 2011.
- Passchier, C. W., Trouw, R. A. J. (2005) **Microtectonics.** Springer Science & Business Media, second edition. 366 p. 322 illus. with CD., Hardcover.
- Parente, C.V., Silva Filho, W.F., Almeida A.R., (2004). **Bacias do Estágio da Transição do Domínio Setentrional da Província Borborema.** In: Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C. D. R., Brito Neves, B. B. (Ed.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.* Editora Beca, São Paulo, 525-536.
- Parente, C.V., Veríssimo, C.U.V, Melo, O.O, Uchôa Filho, E., Lira Junior, J., Martins, D. (2013). **Ocorrências de Ferro e Cobre do tipo Skarn no Arco Magmático de Santa Quitéria-CE: Considerações geológicas, petrográficas e tipológicas preliminares.** In: *XXV Simpósio de Geologia do Nordeste. Resumos.* Gravatá: SBG-Núcleo Nordeste.

- Pollard, P.J. Evidence of a magmatic fluid and metal source for Fe-oxide Cu-Au mineralization. In: PORTER, T.M. (Eds.) **Hydrothermal iron oxide copper- gold & related deposits: A global perspective**. PGC Publishing, Adelaide, v. 1, p. 27-41, 2000.
- Ramdohr, P. **The ore minerals and their intergrowths**. Pergamon Press, Heidelberg, Germany, 2nd ed., 1205 f., 1980.
- Santos, T. J., Garcia, M. G., Amaral, W. S., Caby, R., Wernick, E., Arthaud, M. H (2009). **Relics of eclogite facies assemblages in the Ceará Central Domain, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of West Gondwana**. *Gondwana Research*, V. 15, n. 3-4, p. 454-470.
- Santos, M.E.C.M, Carvalho, M.S.S., (2004). **Paleontologia das Bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luiz**. Programa Levantamentos Geológicos Básicos, Serviço Geológico do Brasil, 211p.
- Sawyer, E.W., (2008). **Atlas of migmatites. The Canadian Mineralogist**. In: *Special Publication, vol. 9. NRC Research Press*, Ottawa, Ontario, p. 371.
- Secretaria da Saúde do Estado do Ceará - SESA. **Perfil Básico Municipal - Ararendá**. Fortaleza, 2009.
- Secretaria da Saúde do Estado do Ceará - SESA. **Perfil Básico Municipal - Ipaporanga**. Fortaleza, 2009.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P., Babinski, M. (2005). **U-Pb and Sm-Nd geochronological studies of eastern Borborema Province, northeastern Brazil: initial conclusions**. *Journal of South America Earth Science*, v. 8: p. 267-288.
- Vernon, R. H., 2004. **A Practical Guide to Rock Microstructure**. Cambridge University Press, p. 594, 2004.
- Williams, P.J.; Barton, M.D.; Johnson, D.A.; Fontbote, L.; Haller, A.D.; Mark, G.; Oliver, N.H.S.; Marschik, R. **Iron oxide copper-gold deposits: geology, space- time distribution, and possible modes of origin**. *Economic Geology*, 100th Anniversary Volume, p. 371-405, 2005.
- Yardley, B.W.D. **Introdução à petrologia metamórfica**; tradução de Reinhardt Adolfo Fuck. Editora Universidade de Brasília, 2. ed. Revista, p. 432, 2004.

APÊNDICE A – MAPA DE PONTOS

APÊNDICE B – MAPA GEOLÓGICO



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
CENTRO DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
CURSO DE GEOLOGIA
RELATÓRIO DE GRADUAÇÃO**

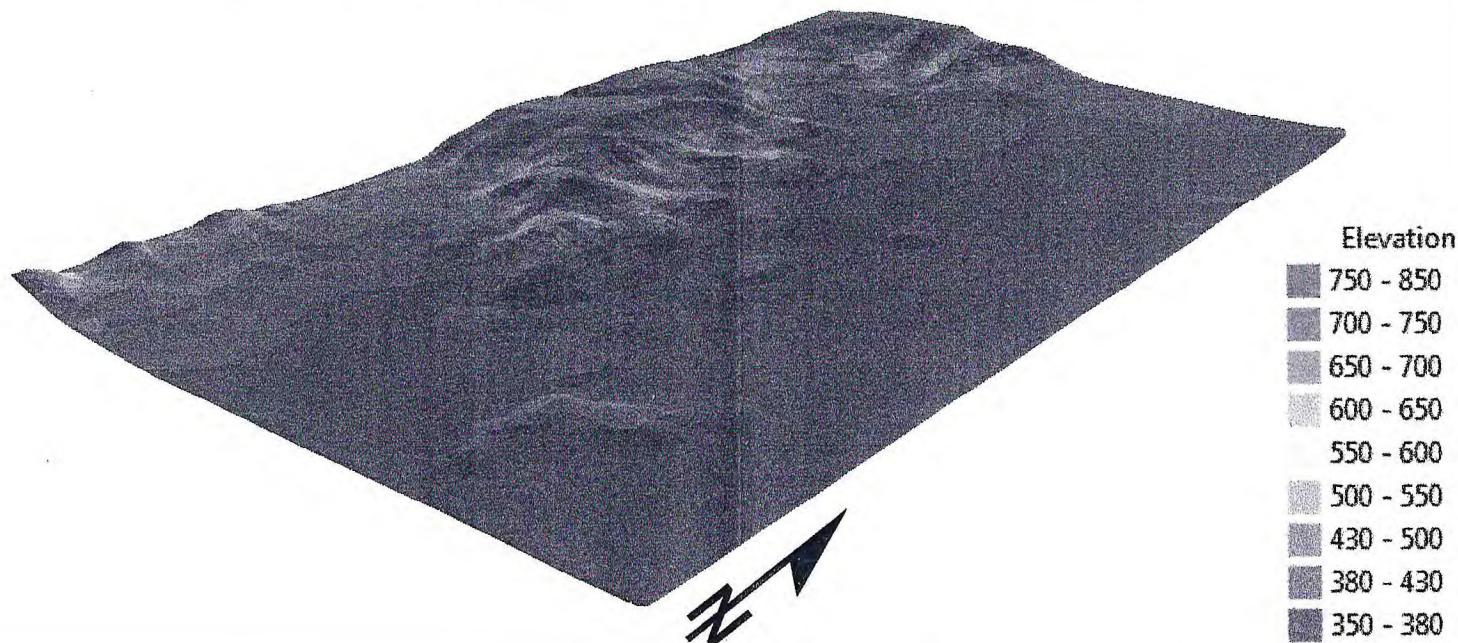
APÊNDICE 2 - MAPA GEOLÓGICO E ESTRUTURAL

GRADUANDOS: PHALOMA MARQUES REIS E RAMON DE OLIVEIRA LINO

ORIENTADOR: PROF. DR. CLOVIS VAZ PARENTE

COORIENTADOR: PROF. DR. CÉSAR ULISSES VIEIRA VERÍSSIMO

MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO DO TERRENO



Convenções Cartográficas



Cidade

— Drenagem



Corpo D'água

— Curvas de nível - 25m

Convenções Geológicas



Contato geológico



— Falha extensional encoberta



Contato geológico inferido



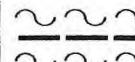
— Falha extensional



Contato gradacional



— Foliação com mergulho medido

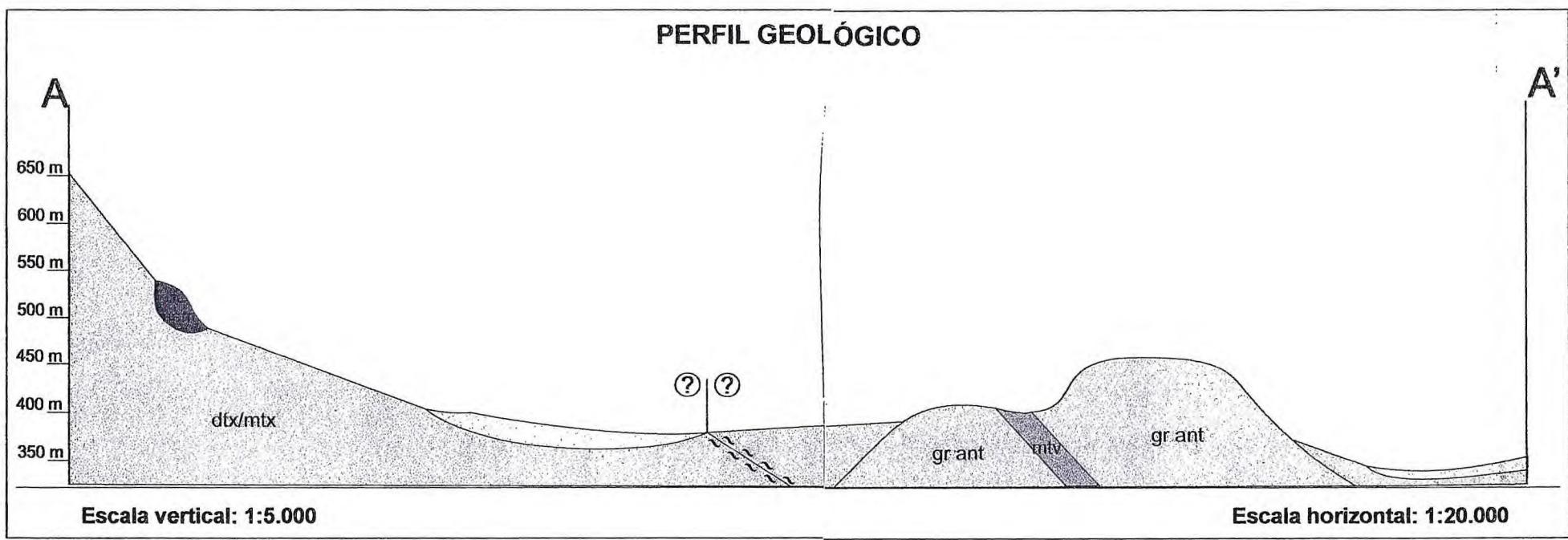


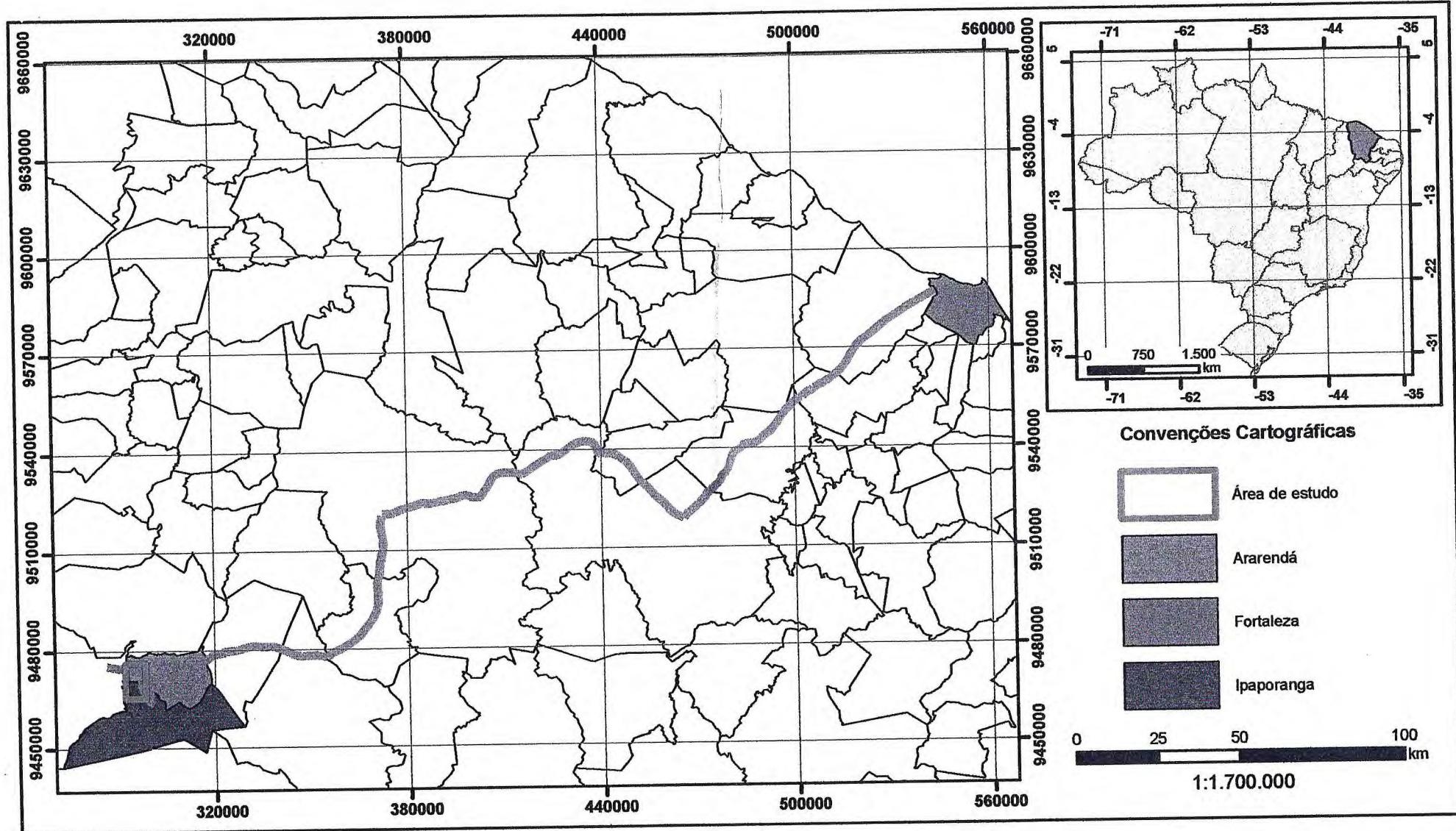
ZC Inferida



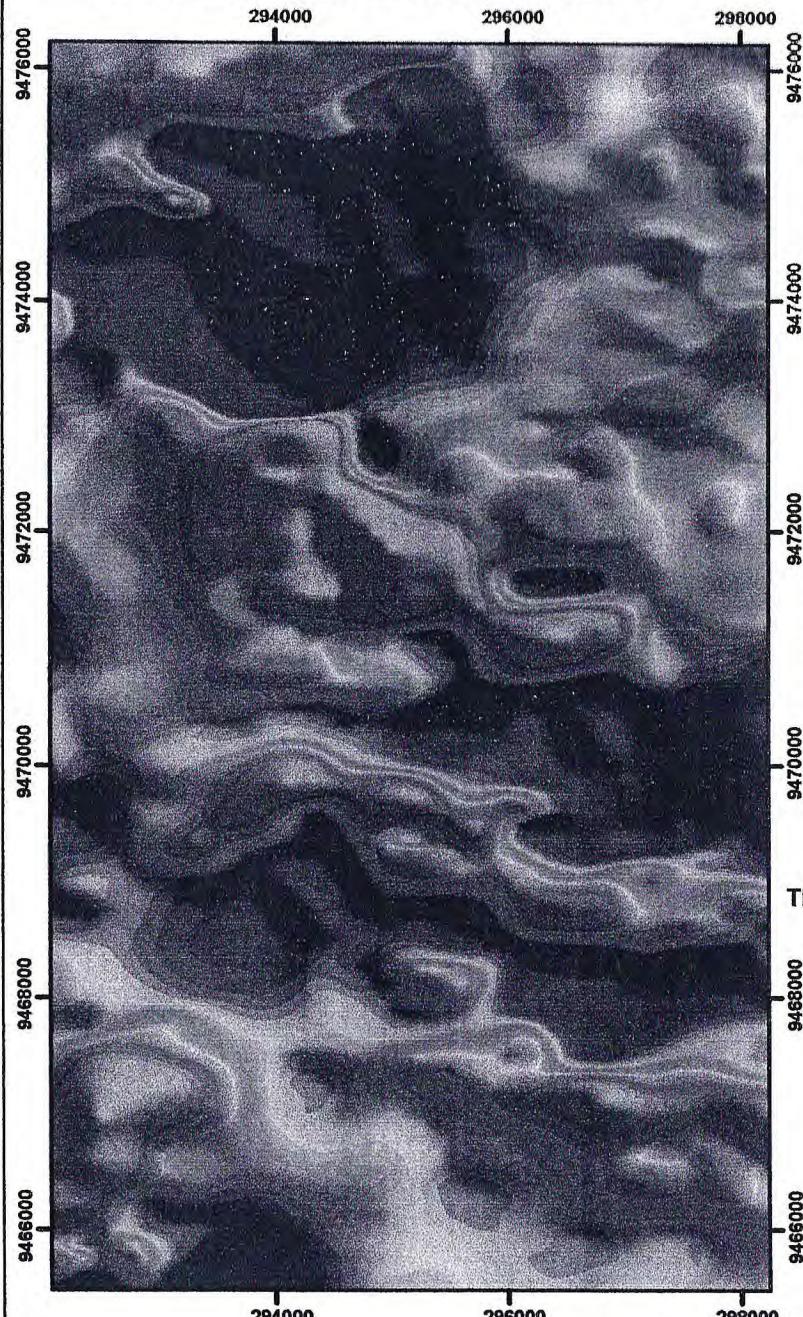
— Diques

PERFIL GEOLÓGICO

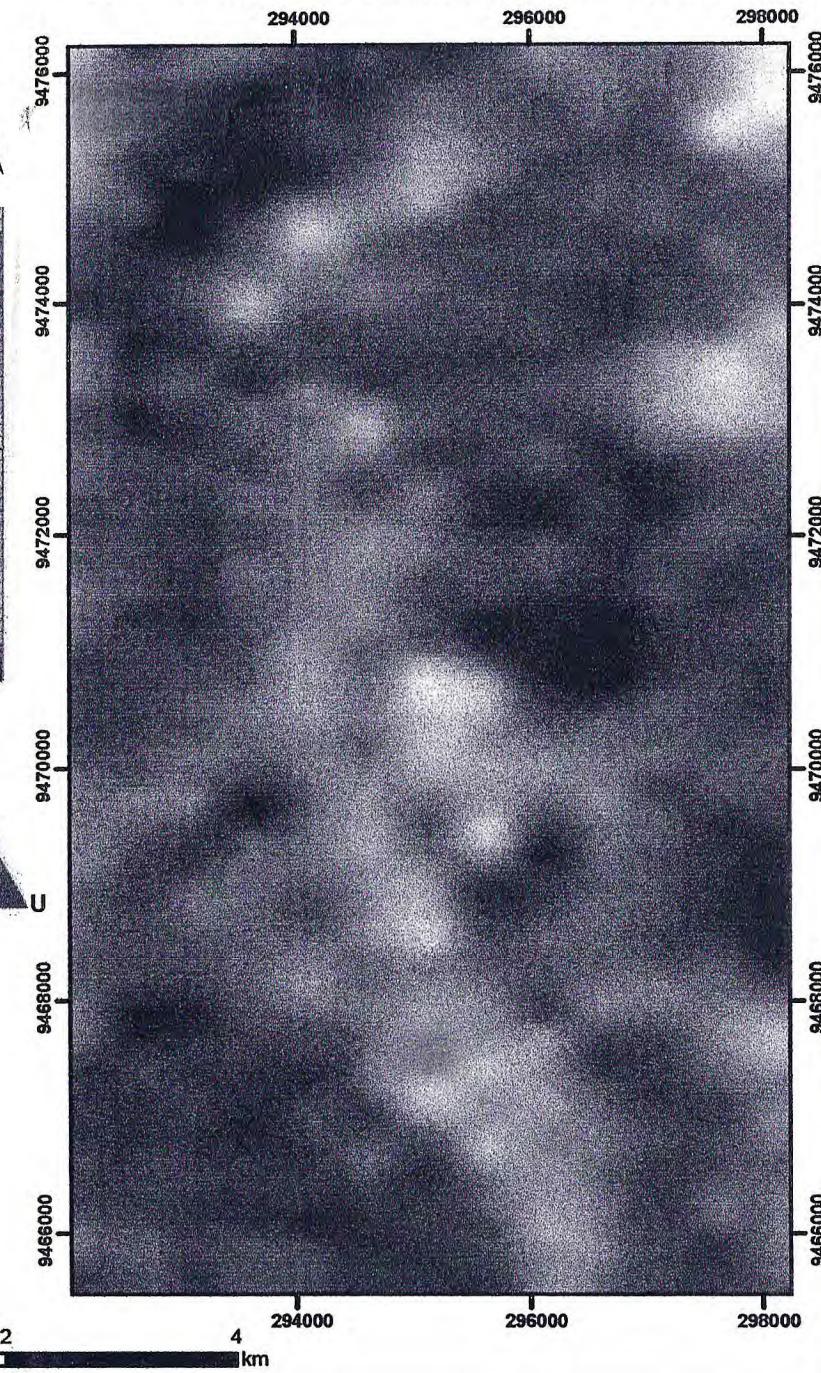




MAPA MAGNETOMÉTRICO



MAPA RADIOMÉTRICO TERNÁRIO



0 1 2
1:65.000
km

DESCRÍÇÃO LITOLÓGICA/LITOESTRATIGRÁFICA

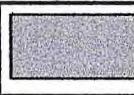
Coberturas Sedimentares

- Cenozoico
-  **Depósitos Aluvionares:** constituídas de areias quartzosas, feldspáticas, conglomerática, cascalhos e argila.
 -  **Coberturas sedimentares inconsolidadas:** constituídas por sedimentos argilo-arenosos e arenosos, com fragmentos de quartzo e localmente seixos e blocos de arenito.

Magmatismo Ceará-Mirim?

- Mesozoico
-  **Diques Diabásicos:** rochas básicas, mesocráticas de coloração preto-esverdeada a verde escura, com textura maciça afanítica, por vezes apresentando granulação média, inequigranular. Constituído por plagioclásio, piroxênio, e olivina e magnetita como acessórios, este último, denotando magnetismo incipiente.

Grupo Serra Grande

- Paleozoico
-  **Formação Tianguá:** arenitos finos, bege-amarelados, grãos com alta esfericidade e grau de seleção variando de bem a muito bem selecionados. Intercalados ocorrem níveis siltíticos e argilíticos com laminações cruzadas centimétricas. Marcas de onda e estratificações cruzadas tipo espinha de peixe nos arenitos indicam ambiente marinho raso, sujeito a marés.

Complexo Tamboril-Santa Quitéria

- gb
- Intrusões Gabróicas:** rochas gabróicas de coloração cinza escura, granulação fina a média, composta predominantemente por plagioclásio e piroxênio, e subordinadamente por olivina e opacos (magnetita). Ocorrem em forma de lajados e matacões associados a solos de coloração marrom-avermelhada.
- btg
- Biotita Granito:** rocha isotrópica de coloração cinza claro a rosado, inequigranular com variação de média a grossa, composta predominantemente por biotita, quartzo, plagioclásio e feldspato potássico e subordinadamente sulfetos disseminados. Ocorre na forma de lajedo, excepcionalmente na forma de dique cortando o minério do ferro.

gns pfr

Ortogaisses porfiríticos: rochas de coloração cinza a rosado, de composição monzogranítica, com textura porfirítica, onde os fenocristais são predominantemente de feldspato potássico. Frequentemente milonitizados com deformação marcada principalmente por porfiros sigmoidais de feldspato potássico.

css gr ant

Diatexito/metatexito: domínio granítico-migmatítico constituído por fase anatéticas (diatexitos e leucogranítides) de composição granodiorítica a monzogranítica associados a biotita-gnaisses migmatizados (metatexitos) de coloração cinza. Os diatexitos possuem estruturas e texturas pré-fusão bastante obliteradas, comumente mais isotrópica, com texturas nebulíticas. Os metatexitos ocorrem preservando as características pré-migmatização, as vezes, com textura estromatólica, alternando faixas leucocráticas compostas por plagioclásio, k-feldspato e quartzo, e faixas máficas (resistatos) representadas por anfibólios e biotitas. São comuns lentes de rochas calssilicáticas, esverdeadas, bandadas ou não, e gnaisses pelíticos com granada, metamorfizados em fácies anfibolito médio a alto.

Unidade Metavulcânica Estreito

fe

Minério de Ferro: o minério de ferro é constituído por dois tipos: minério hematítico e o magnetítico. O minério hematítico ocorre na forma de blocos e matações, exibindo uma estrutura isotrópica, inequigranular, com granulação fina a média, composto predominantemente por hematita, ocasionalmente apresentando faixas com encrustações de magnetita, bem como veios de quartzo irregulares. O minério magnetítico apresenta-se na forma de lajedo, estando associado as metavulcânicas da Unidade Estreito. Exibe uma estrutura bandada, inequigranular, com variação de fina a média, formado principalmente por magnetita e apatita com sulfetos disseminados.

MIV

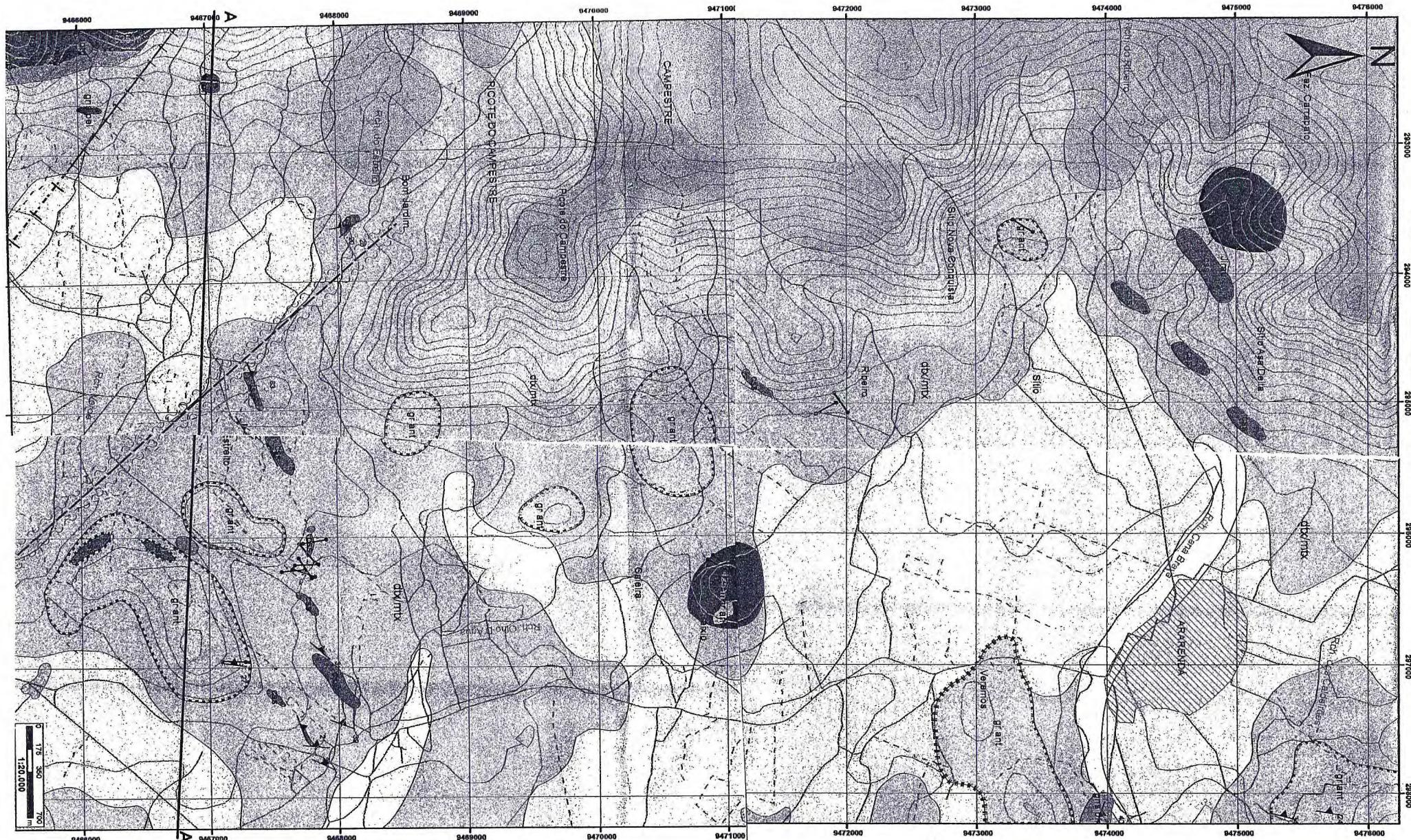
Metabasalto andesítico/ metarriolito: O metabasalto andesítico aflora em forma de lajedo, estando associado ao minério de ferro stratabound. Possui coloração cinza a cinza esverdeado, com granulação fina a média, bandado ou não, predominantemente composto por plagioclásio, quartzo, biotita cloritada. O metarriolito ocorre também em forma de lajedo e localmente na forma de diques. Possui granulação fina a média, apresentando uma textura afanítica a fanerítica, composto essencialmente por quartzo, plagioclálio e feldspato potássico.

Complexo Ceará

CSS

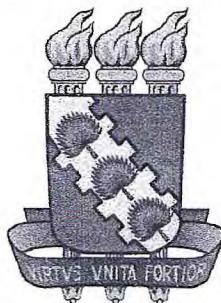
Calssilicáticas: ocorrem na forma de blocos, principalmente em forma de corpos lenticulares, tabulares ou bolsões. Possuem granulação média, coloração verde escura com leitos esbranquiçados compostas por quartzo, plagioclásio, hornblenda, diopsídio, escapolita e ortoclásio. É comum feições de fusão e de segregação de minerais máficos (anfibólios e piroxenios), ocorrendo em formas de lentes ou bolsões.

MAPA GEOLÓGICO E ESTRUTURAL



Base planimétrica obtida da carta impressa de Ipueiras SB.24-V-A-VI publicada em 1971 pela DSG, ortorretificada e georreferenciada segundo o datum WGS84. A atualização das estradas referente à área de estudo foi obtida através de imagens de satélite do Google Earth.

Projeção Universal Transversa de Mercator
Origem da quilometragem UTM: Equador e Meridiano Central 39° W GR.
acrescidas as constantes: 10.000 km e 500 km, respectivamente.
Datum Horizontal: WGS84
Declinação magnética em 2015: 21°36'22" W, cresce 2,8' anualmente.



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ

CENTRO DE CIÊNCIAS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

CURSO DE GEOLOGIA

RELATÓRIO DE GRADUAÇÃO

APÊNDICE 1 - MAPA DE PONTOS

GRADUANDOS: PHALOMA MARQUES REIS E RAMON DE OLIVEIRA LINO

ORIENTADOR: PROF. DR. CLOVIS VAZ PARENTE

COORIENTADOR: PROF. DR. CÉSAR ULISSES VIEIRA VERÍSSIMO

Projeção Universal Transversa de Mercator

Origem da quilometragem UTM: Equador e Meridiano Central 39° W GR.
acrescidas as constantes: 10.000 km e 500 km, respectivamente.

Datum Horizontal: WGS84

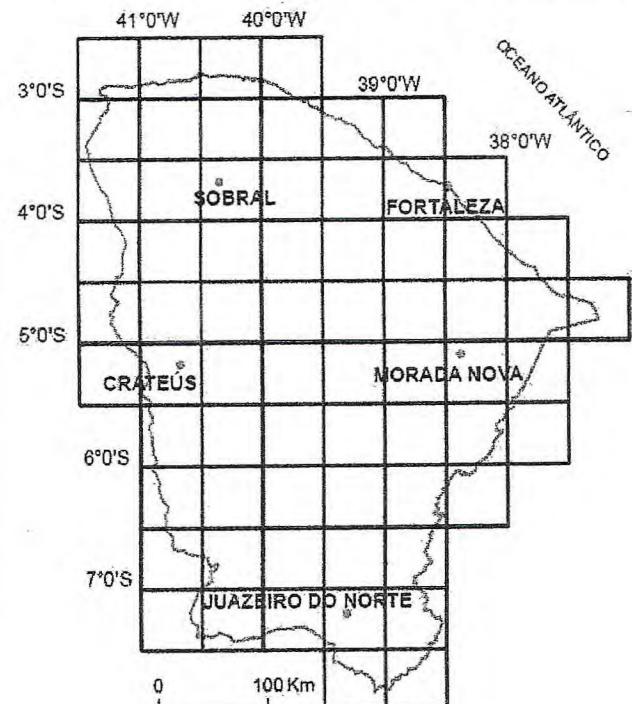
Declinação magnética em 2015: 21°36'22" W, cresce 2,8' anualmente.

Base planimétrica obtida da carta impressa de Ipueiras SB.24-V-A-VI
publicada em 1972 pela SUDENE, ortorretificada e georreferenciada
segundo o datum WGS84. A atualização das estradas referente à área
de estudo foi obtida através de imagens de satélite do Google Earth.

Articulação da Folha de Ipueiras

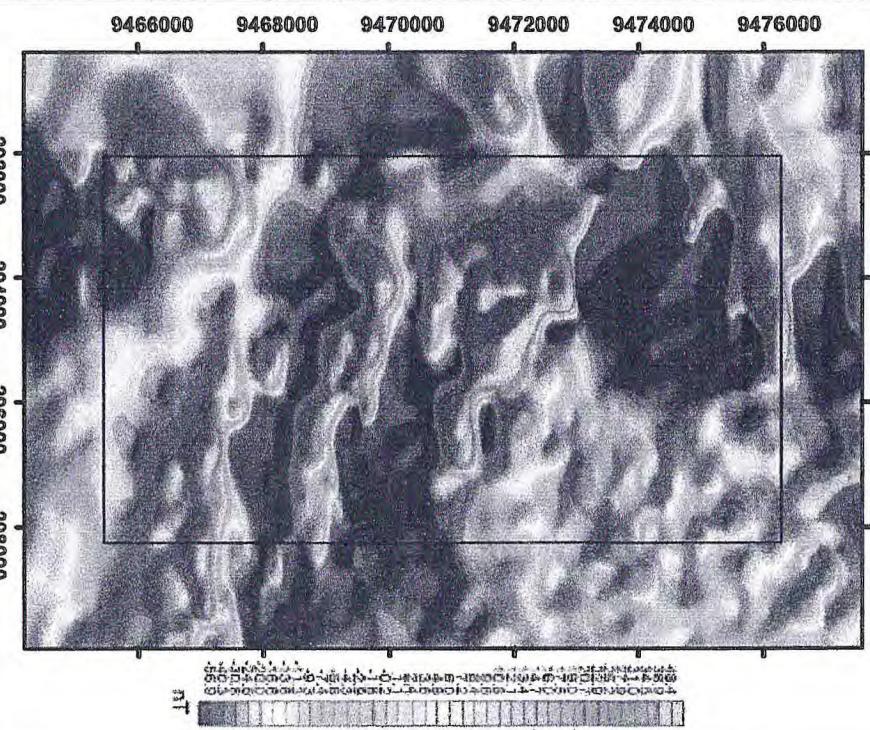
	41° 30' W	41° 00' W	40° 30' W
04° 30' S	Pedro II SB.24-V-A-II	Ipú SB.24-V-A-III	Santa Quitéria SB.24-V-B-I
05° 00' S	Macambira SB.24-V-A-V	Ipueiras SB.24-V-A-VI	Tamboril SB.24-V-B-IV
05° 30' S	Oiticica SB.24-V-C-II	Crateús SB.24-V-C-III	Independência SB.24-V-D-I

Localização da Folha de Ipueiras



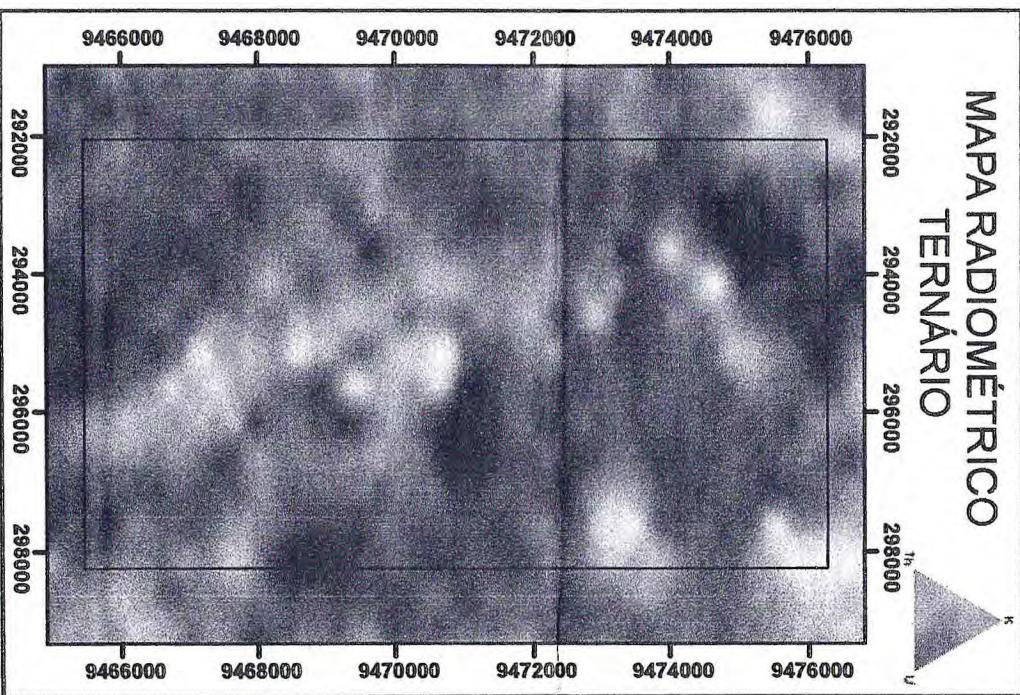
MAPA MAGNETOMÉTRICO

292000 294000 296000 298000



MAPA RADIOMÉTRICO TERNÁRIO

292000 294000 296000 298000



Convenções Cartográficas

	Área de estudo
	Cidade
-----	Acessos
•	Residência
-----	Drenagem
	Corpo D'água
-----	Curvas de nível - 25m
◎	Pontos mapeados

