



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

AMANDA DE MACÊDO PEIXOTO

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO DE UMA PORÇÃO INSERIDA NO DISTRITO
PEGMATÍTICO SOLONÓPOLE-QUIXERAMOBIM A NOROESTE DO
MUNICÍPIO DE SOLONÓPOLE – CE.**

FORTALEZA

2014

AMANDA DE MACÊDO PEIXOTO

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO DE UMA PORÇÃO INSERIDA NO DISTRITO
PEGMATÍTICO SOLONÓPOLE-QUIXERAMOBIM A NOROESTE DO
MUNICÍPIO DE SOLONÓPOLE – CE.**

MONOGRAFIA APRESENTADA AO
CURSO DE GEOLOGIA DO CENTRO
DE CIÊNCIAS DA UNIVERSIDADE
FEDERAL DO CEARÁ, COMO
REQUISITO PARCIAL PARA A
OBTENÇÃO DO TÍTULO DE
GEOLOGO.

Orientador: Prof. Dr. José de Araújo
Nogueira Neto.

FORTALEZA

2014

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)

- P43m Peixoto, Amanda de Macêdo.
Mapeamento geológico de uma porção inserida no distrito pegmatítico Solonópole-Quixeramobim a noroeste do município de Solonópole - CE / Amanda de Macêdo Peixoto. – 2014.
113 f. : il. color.
- Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências, Curso de Geologia, Fortaleza, 2014.
Orientação: Prof. Dr. José de Araújo Nogueira Neto.
1. Província Borborema. 2. Complexo Acopiar. 3. Distrito Pegmatítico Solonópole-Quixeramobim. 4. Pegmatitos heterogêneos. I. Título.

CDD 551

AMANDA DE MACÊDO PEIXOTO

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO DE UMA PORÇÃO INSERIDA NO DISTRITO
PEGMATÍTICO SOLONÓPOLE-QUIXERAMOBIM A NOROESTE DO
MUNICÍPIO DE SOLONÓPOLE – CE.**

MONOGRAFIA APRESENTADA AO
CURSO DE GEOLOGIA DO CENTRO
DE CIÊNCIAS DA UNIVERSIDADE
FEDERAL DO CEARÁ, COMO
REQUISITO PARCIAL PARA A
OBTENÇÃO DO TÍTULO DE
BACHAREL EM GEOLOGIA.

Aprovada em: ___/___/___

BANCA EXIMINADORA

Prof. Dr. José de Araújo Nogueira Neto (Orientador)

Universidade Federal do Ceará – UFC

Prof^ª. Msc. Tereza Falcão de Oliveira Neri

Universidade Federal do Ceará – UFC

Msc. Martha Noélia Lima

Universidade de Aveiro - UA

Aos meus pais e irmão.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente a Deus, por toda noite ter me dado força e sabedoria para eu continuar e avançar a cada dia durante os cinco anos de curso.

A minha família... Painho (Armando César), mãe (Tânia Inês) e irmão (Filipe) por estarem comigo durante toda a minha vida, principalmente durante o curso, me dando conselhos me apoiando com qualquer decisão tomada, sempre que eu precisava e eles estavam lá. Amo muito vocês!

Aos meus tios e primos que mesmo distante me apoiaram. Obrigada!

Ao meu orientador, Zeca, que por mais: “Já apareço por lá Amanda, estou resolvendo umas coisas aqui mas vou assim que eu terminar!”, estava lá me ajudando e dando toda assistência, com ensinamentos e solucionando dúvidas. Obrigada professor!

Ao Sr. João Cesar, da GF Consultoria – Geologia e Mineração, por financiar parte desta pesquisa.

Aos meus amigos, “parceiros” de campo, de quarto, de brigas, de saídas, momentos felizes ou não... Caio, Karen e Eduardo, “quarteto fantástico”. Obrigada pelas palavras de apoio e por aturar minhas chatices. Cinco anos né, isso que é amizade! Aos outros amigos, que fizeram diferença durante a minha estadia na UFC... Melina, Amanda Cazuzza, André, Jamille, Allan Diego, Ana Clara, Ana Olívia conversando besteiras nos corredores, salas de aula e no campo, grata por conhecê-los!

Ao Ricardo, que quando eu dizia: “Quero abandonar esse curso”, “Não vou conseguir terminar”, “Não sei isso” ou “É muito difícil”, ele sempre estava lá me aconselhando, me ajudando, me ensinando, até mesmo brigando, mas sempre me deixando muito mais calma! Obrigada por estar do meu lado.

Aos meus companheiros de campo deste Relatório, Tiago, Diones, Débora Macêdo, Wolker, Agnaldo, Allison e Joel pelo aprendizado e risadas. E Tiago, obrigada por ter me ajudado, praticamente meu Co-orientador, fez muita diferença!

E a todos os professores que compartilharam conhecimentos e experiências durante todo o curso. Obrigada!

RESUMO

A área estudada localiza-se a norte do Distrito Pegmatítico Solonópole-Quixeramobim, no município de Solonópole – Ceará, encontrando-se inserida no Domínio Ceará Central (DCC) da Província Borborema (PB), mais precisamente na Sub-Província Pegmatítica do Ceará (SPPC). As unidades litoestratigráficas que constituem a porção mapeada correspondem a: i. Embasamento gnáissico–migmatítico representado pelo Complexo Acopiara; ii. Granitos Neoproterozóicos; iii. Pegmatitos (Fanerozóico) e; iv. Coberturas colúvio–aluvionares. O embasamento formado principalmente por metatexitos e diatexitos, predominam em ocorrência e apresentam orientação preferencial NE-SW. Os granitos são reconhecidos sob a forma de *plútons* intrudidos no embasamento, variando em termos composicionais entre Sienogranito, Monzogranito e Granodiorito. Tais litotipos por vezes exibem minerais micáceos (biotitas e muscovitas) com direção preferencial NE-SW. Os pegmatitos são encontrados em formas lenticulares e de diques, discordante em relação às encaixantes (migmatitos e granitos), orientados preferencialmente segundo direção E-W. São do tipo heterogêneo, compostos principalmente por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e muscovita, muitas vezes apresentando-se mineralizados em turmalina, berilo, ambligonita, apatita, lepidolita, tantalita-columbita e espodumênio. Estudos em detalhes de dois corpos (“Mina do Zé Pelone” e “Mina do Cristal”) revelaram potencial econômico para exploração de feldspato e muscovita, ambos com aplicação industrial. As coberturas colúvio-aluvionares são originadas devido aos processos de intemperismo que afetaram o embasamento e os corpos graníticos.

Palavras chaves: Província Borborema, Complexo Acopiara, Distrito Pegmatítico Solonópole-Quixeramobim, Pegmatitos heterogêneos.

ABSTRACT

The study area of this report is located on the north of the Quixeramobim-Solonópole Pegmatitic District (DPSQ), in Solonópole, Ceará, Brazil, which is inserted into the Central Ceará Domain (DCC) of the Borborema Province (PB), more precisely in Ceará Pegmatitic Subprovince. The lithostratigraphic units comprising the mapped portion correspond to: i. Gneissic-migmatitic basement represented by the Acopiara Complex; ii. Neoproterozoic granites; iii. Pegmatites (Phanerozoic) and; iv. Colluvial-alluvial covers. The basement of the mapped area which is composed of metatexites and diatexites, predominates in occurrence and has a preferred orientation NE-SW. The granites are recognized as plutons intruded into the basement, varying mineralogically between syenogranites, granodiorites and monzogranites. Such lithologies sometimes exhibit micaceous minerals (biotite and muscovites) orientated in NE-SW alignment. The pegmatites are found in lenticular form and discordant intrusions compared to the host rocks (migmatites and granites), preferentially oriented along E-W direction, which are heterogeneous type, composed mainly of quartz, plagioclase, K-feldspar and muscovite, and often present mineralization of tourmaline, beryl, amblygonite, apatite, lepidolite, columbite-tantalite (Coltan) and spodumene. Detailed studies of two bodies ("Zé Pelone Mine" and "Cristal Mine") revealed potential for economic exploitation of feldspar and muscovite, both for industrial application. The colluvial-alluvial covers are originated due to weathering processes that affected the basement and granitic bodies.

Keywords: Borborema Province, Acopiara Complex, Quixeramobim-Solonópole Pegmatitic District, Heterogeneous Pegmatites.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1** – Mapa de localização da área de estudo e principais vias de acesso à região de Solonópole.....2
- Figura 2.1** – Mapa geológico simplificado dos Domínios da porção Setentrional da Província Borborema. Em destaque o Domínio Ceará Central onde a área de estudo está inserida. (ZCT: ZC Tauá; ZCSP: ZC Senador Pompeu; ZCO: ZC Orós; ZCPA: ZC Portalegre; ZCJ: ZC Jaguaribe; ZCFB: ZC Farias Brito; ZCA: ZC Aiuába; DMC: Domínio Médio Coreaú; DCC: Domínio Ceará Central; DOJ: Domínio Orós-Jaguaribe; DRGN: Domínio Rio Grande do Norte; DZT: Domínio Zona Transversal). (Modificado de Mont’Alverne et al. (1998), Cavalcante (1999), Cavalcante et al. (2003), Van Schus et al. (2003), Dantas et al. (2004) e Amaral 2011).....7
- Figura 3.2** – A) Metatexito apresentando estrutura bandada (RGAM09 497137mE/9370118mN); e B) Diatexito (RGAM21 494784mE/9371876mN).....13
- Figura 3.3** – A) Estrutura estromática (RGAM36 497559mE/9371038mN); B) Estrutura em veios (RGAM110 498882mE/9371674mN); C) Estrutura estromática e dobrada (RGAM09 497137mE/9370118mN); D) Presença de granada na porção leucossomática do metatexito (RGAM51 490692mE/9369232mN); E) Fratura tardia preenchida por quartzo apresentando direção discordantes com o metatexito (RGAM97 491973mE/9371308mN); e F) Estrutura do tipo schollen, estádios iniciais da transformação do metatexito para o diatexito (entre linhas tracejadas) (RGAM09 497137mE/9370118mN).....14
- Figura 3.4** – A) Diatexito apresentando textura grosseira, o que indica cristalização lenta (RGAM21 494784mE/9371876mN); B) Fraturas preenchidas por quartzo (linhas tracejadas) (RGAM21 494784mE/9371876mN); C) Veios pegmatíticos (linhas tracejadas) (RGAM34 497725mE/9371004mN); e D) Intrusão de diatexito (entre as linhas tracejadas) no metatexito (RGAM145 500110mE/9370556mN).....15

Figura 3.5 – **A**) Granito em forma de matacão (RGAM05 497291mE/9369620mN); **B**) Fraturas preenchidos por quartzo, discordante com a direção do corpo granítico (linhas tracejadas) (RGAM91 499988mE/9371794mN); **C**) Cristais milimétricos de turmalina (círculo tracejado) (RGAM86 494286mE/9369248mN); e **D**) Cristais milimétricos de granada (círculo tracejado) (RGAM88 495034mE/9369456mN).....16

Figura 3.6 – **A** (RGAM70 490629mE/9371370mN), **B** (RGAM71 490756mE/9371370mN) & **C** (RGAM115 499556mE/9370094mN) Injeções do Sienogranito no Granodiorito, apresentando-se como preenchimento de fraturas (**A**) e bolsões (**B**) e (**C**) (demonstrado pelas linhas tracejadas); **D** (RGAM71 490756mE/9371370mN) & **E** (RGAM91 499988mE/9371794mN) Veios pegmatíticos que interceptam o Sienogranito (demonstrado pelas linhas tracejadas); & **F**) Pares cisalhantes identificando intrusão do granito com pegmatito relacionado (RGAM75 492377mE/9371442mN).....17

Figura 3.7 – Veio pegmatítico (demonstrado entre as linhas tracejadas) discordante com a orientação do Metatexito (linha contínua) (RGAM110 498882mE/9371674mN).....18

Figura 3.8 – **A**) Presença de granada com dimensão de até 5 mm (RGAM97 491973mE/9371308mN); **B**) Turmalina preta disseminada no corpo pegmatítico (RGAM97 491973mE/9371308mN); **C**) Muscovita em placas (RGAM79 492930mE/9370928mN); **D**) Muscovita em contato com plagioclásio (RGAM12 495977mE/9370792mN); **E**) Grandes cristais de quartzo e plagioclásio (RGAM94 490330mE/9371532mN); **F**) Lepidolita; **G**) Albita (RGAM80 492817mE/9370730mN); **H**) Espodumênio (RGAM79 492930mE/9370928mN); **I**) Grande quantidade de quartzo, pilha de rejeito de uma mina (RGAM80 492817mE/9370730mN); e **J**) Turmalina preta dentro do quartzo (RGAM90 495746mE/9370242mN).....19

Figura 3.9 – Solo apresentando granulometria variando de fina a grossa, constituído por areia quartzosa, seixos arredondados e angulosos e calhaus (RGAM05 497291mE/9369620mN).....24

Figura 3.10 – Coluna litoestratigráfica das unidades estudadas.....22

Figura 4.1 – Aspectos geral mostrando a textura granoblástica, luz natural polarizada a esquerda e luz ortoscópica a direita (Kfs=Feldspato potássico; Bt=Biotita; Pl=Plagioclásio; Qz=Quartzo, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).....23

Figura 4.2 – **A)** Grãos de quartzo subidioblásticos e sua junção formando um ângulo de 120° (luz ortoscópica); **B)** Porfiroblasto de plagioclásio bastante fraturado e deformado, apresentando geminação polissintética do tipo lei da albita (luz ortoscópica); e **C & D)** Feldspato potássico alterando para argilominerais, luz natural polarizada (C) e luz ortoscópica (D) (Kfs=Feldspato potássico; Bt=Biotita; Pl=Plagioclásio; Qz=Quartzo, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).....24

Figura 4.3 – **A e B)** Preenchimento de microfraturas por minerais ferruginosos, luz natural polarizada (A) e luz ortoscópica (B); **C)** Muscovita primária, demonstrada por círculo tracejado (luz ortoscópica); e **D)** Muscovita primária apresentando deformação (luz ortoscópica) (Kfs=Feldspato potássico; Bt=Biotita; Ms=Muscovita; Pl=Plagioclásio; Qz=Quartzo, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).....25

Figura 4.4 – **A)** Aspectos geral mostrando a textura granolepidoblástica do metatexitito à luz natural polarizada; **& B)** Luz ortoscópica (Kfs=Feldspato potássico; Ms=Muscovita; Bt=Biotita; Pl=Plagioclásio; Qz=Quartzo; Opq=Opacos, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).....26

Figura 4.5 – **A)** Lamelas de biotita e muscovita bem desenvolvidos, apresentando uma orientação preferencial, demonstrado por linha tracejadas (luz natural polarizada); **B)** Biotita apresentando halos pleocróicos em seu interior, demonstrado por círculos tracejados (luz natural polarizada); **C)** Muscovita primária e secundária, desenvolvida pelo processo de muscovitização (luz ortoscópica); e **D)** Minerais opacos no leucossoma, orientados juntamente com os minerais micáceos, demonstrado por círculo tracejado (luz natural polarizada) (Ms=Muscovita; Bt=Biotita; Qz=Quartzo, segundo

abreviações de Whitney et al. 2010).....26

Figura 4.5 – **A)** Lamelas de biotita e muscovita bem desenvolvidos, apresentando uma orientação preferencial, demonstrado por linha tracejadas (luz natural polarizada); **B)** Biotita apresentando halos pleocróicos em seu interior, demonstrado por círculos tracejados (luz natural polarizada); **C)** Muscovita primária e secundária, desenvolvida pelo processo de muscovitização (luz ortoscópica); e **D)** Minerais opacos no leucossoma, orientados juntamente com os minerais micáceos, demonstrado por círculo tracejado (luz natural polarizada) (Ms=Muscovita; Bt=Biotita; Qz=Quartzo, segundo abreviações de Whitney et al. 2010).....27

Figura 4.6 – **A e B)** Aspecto dos grãos subidioblásticos a xenoblástico, bem desenvolvidos e minerais opacos dispersos, luz natural polarizada (A) e luz ortoscópica (B); **C)** Microclina com dimensão superior a 5mm, apresentando contato irregular com os demais grãos e inclusões de quartzo e muscovita (luz ortoscópica); e **D)** Feldspato potássico parcialmente transformados em argilominerais, demonstrado por círculos tracejados (luz natural polarizada) (Kfs=Feldspato potássico; Ms=Muscovita; Bt=Biotita; Pl=Plagioclásio; Qz=Quartzo, segundo abreviações de Whitney et al. 2010).....27

Figura 4.6 – **A e B)** Aspecto dos grãos subidioblásticos a xenoblástico, bem desenvolvidos e minerais opacos dispersos, luz natural polarizada (A) e luz ortoscópica (B); **C)** Microclina com dimensão superior a 5mm, apresentando contato irregular com os demais grãos e inclusões de quartzo e muscovita (luz ortoscópica); e **D)** Feldspato potássico parcialmente transformados em argilominerais, demonstrado por círculos tracejados (luz natural polarizada) (Kfs=Feldspato potássico; Ms=Muscovita; Bt=Biotita; Pl=Plagioclásio; Qz=Quartzo, segundo abreviações de Whitney et al. 2010).....28

Figura 4.7 – Aspectos geral mostrando a textura granoblástica de granulação média a grossa, luz natural polarizada a esquerda e luz ortoscópica a direita (Amp=Anfíbólio; Pl=Plagioclásio; Qz=Quartzo; Opq=Opacos, segundo abreviações de Whitney et al. 2010).....28

Figura 4.8 – A) Planos de clivagem do Anfibólio, demonstrado por linhas tracejadas e contatos entre demais cristais constituintes da rocha (luz ortoscópica); e **B)** Inclusão de muscovita e apatita em anfibólio (luz ortoscópica) (Amp=Anfibólio; Pl=Plagioclásio; Opq=Opacos; Ms=Muscovita; Ap=Apatita, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).....29

Figura 4.9 – A) Geminação do tipo lei da albita e deformação visível no plagioclásio (luz ortoscópica); e **B)** Plagioclásio em processo de alteração com anfibólio sobrecrescido (luz ortoscópica) (Amp=Anfibólio; Pl=Plagioclásio; Qz=Quartzo, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).....29

Figura 4.10 – A) Porfiroblasto de feldspato potássico xenoblástico, microfraturado (luz ortoscópica); **B)** Aglomerados grãos de quartzo (menor que 0,1mm) em meio aos prismas de anfibólio (luz ortoscópica); e **C & D)** Minerais opacos bordejados por aglomerados de diminutos grãos de muscovita, luz natural polarizada (C) e luz ortoscópica (D) (Amp=Anfibólio; Pl=Plagioclásio; Qz=Quartzo; Opq=Opacos; Kfs=Feldspato Potássico; Ms=Muscovita, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).....30

Figura 4.11 – Classificação modal no diagrama QAPF apresentando um baixo valor da moda em plagioclásio e elevado de feldspato potássico, posicionando-o como Sienogranito. (Modificado de Streckeisen, 1976).....31

Figura 4.12 – A) Aspectos geral exibindo textura hipidiomórfica e inequigranular à luz natural polarizada; **& B)** Luz ortoscópica (Kfs=Feldspato potássico; Mc=Microclina; Bt=Biotita; Pl=Plagioclásio; Qz=Quartzo; Ms=Muscovita, Ap=Apatita; Opq=Minerais opacos; Ep=Epídoto, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).....31

Figura 4.13 – A) Quartzo com extinção ondulante, aparentemente orientado (demonstradas por linhas tracejadas) com ângulos de 120° graus entre grãos de quartzo, evidenciando uma possível recristalização, demonstrada por círculo tracejado (luz ortoscópica); e **B)** Grãos de quartzo intercrescidos por círculo tracejado (luz ortoscópica) (Mc=Microclina; Pl=Plagioclásio; Qz=Quartzo; Ms=Muscovita;

Kfs=Feldspato potássico, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).....32

Figura 4.14 – A) Geminação “xadrez” da microclina e textura perítica (luz ortoscópica); e **B)** Feldspato potássico apresentando preenchimento de microfratura por quartzo e muscovita (luz ortoscópica) (Bt=Biotita; Qz=Quartzo; Mc=Microclina; Pl=Plagioclásio; Ms=Muscovita, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).....32

Figura 4.15 – A & B) Biotita com presença de halos pleocróicos, luz natural polarizada a esquerda e luz ortoscópica a direita (Bt=Biotita; Qz=Quartzo; Mc=Microclina; Pl=Plagioclásio; Ms=Muscovita; Zr=Zircão, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).....33

Figura 4.16 – A) Titanita idiomórfica, apresentando contato reto com os demais grãos presentes na rocha, (luz natural polarizada); **B)** Zircão com halo pleocróico no interior da biotita alterada para muscovita (luz ortoscópica); **C)** Epidoto xenomórfico, bastante fraturado com inclusões de quartzo em seu interior (luz ortoscópica); e **D)** Minerais opacos em meio a matriz granoblástica (luz natural polarizada); (Ttn=Titanita; Bt=Biotita; Qz=Quartzo; Mc=Microclina; Pl=Plagioclásio; Ms=Muscovita; Kfs=Feldspato potássico; Ep=Epidoto, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).....34

Figura 4.17 – Classificação no diagrama QAPF apresentando distribuição modal relativamente próxima entre plagioclásio e feldspato potássico, situando o litotipo como Monzogranito (Modificado de Streckeisen, 1976).....35

Figura 4.18 – A) Aspectos geral mostrando a textura de granulação média a grossa hipidiomórfica e inequigranular à luz natural polarizada; **& B)** Luz ortoscópica (Mc=Microclina; Bt=Biotita; Pl=Plagioclásio; Qz=Quartzo; Ms=Muscovita, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).....35

Figura 4.19 – A) Grãos de quartzo tendendo a poligonização (luz ortoscópica); e **B)** Textura mimerquítica, identificado por círculo tracejado (luz ortoscópica) (Qz=Quartzo;

Kfs=Feldspato potássico; Ms=Muscovita, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).....36

Figura 4.20 – A) Textura pertítica no feldspato potássico contendo algumas inclusões de pequenas lamelas de muscovita (luz ortoscópica); e **B)** Microclina com geminação em “xadrez” e inclusões de quartzo (luz ortoscópica) (Mc=Microclina; Qz=Quartzo; Kfs=Feldspato potássico; Ms=Muscovita; Pl=Plagioclásio; Bt=Biotita, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).....36

Figura 4.21 – A) Plagioclásio com geminação carlsbad com textura mimerquítica, identificado pelo círculo tracejado (luz ortoscópica); e **B)** Plagioclásio com geminação polissintética segundo a lei de albita apresentando inclusões pequenas de muscovita e apatita (luz ortoscópica) (Pl=Plagioclásio; Ms=Muscovita; Kfs=Feldspato potássico; Qz=Quartzo; Ap=Apatita, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).....37

Figura 4.22 – A) Orientação incipiente da biotita, demonstrada pelas linhas tracejadas (luz natural polarizada); & **B)** Muscovita com hábito tabular, com alguma deformação (luz ortoscópica) (Bt=Biotita; Ms=Muscovita; Chl=Clorita; Ttn=Titanita, Kfs=Feldspato potássico; Qz=Quartzo, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).....37

Figura 4.23 – A) Grão de titanita apresentando hábito subidiomórfico com contatos irregulares com os demais minerais (luz natural polarizada); **B)** Inclusão de pequenos prismas de apatita no feldspato potássico (luz ortoscópica); **C)** Zircão com dimensão aproximadamente 0,15 mm, apresentando alto relevo (luz natural polarizada); **D)** Grãos de granada fraturados (luz natural polarizada); e **E & F)** Processo de alteração da biotita para clorita, (luz natural polarizada e luz ortoscópica, E & F respectivamente) (Ttn=Titanita; Bt=Biotita; Qz=Quartzo; Ap=Apatita; Kfs=Feldspato potássico; Zr=Zircão; Chl=Clorita; Granada=Grt; Pl=Plagioclásio; Mc=Microclina, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).....37

Figura 4.23 – A) Grão de titanita apresentando hábito subidiomórfico com contatos irregulares com os demais minerais (luz natural polarizada); **B)** Inclusão de pequenos

prismas de apatita no feldspato potássico (luz ortoscópica); **C**) Zircão com dimensão aproximadamente 0,15 mm, apresentando alto relevo (luz natural polarizada); **D**) Grãos de granada bastante fraturados e alterados (luz natural polarizada); e **E & F**) Processo de alteração da biotita para clorita, (luz natural polarizada e luz ortoscópica, E & F respectivamente) (Ttn=Titanita; Bt=Biotita; Qz=Quartzo; Ap=Apatita; Kfs=Feldspato potássico; Zr=Zircão; Chl=Clorita; Granada=Grt; Pl=Plagioclásio; Mc=Microclina, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).....38

Figura 4.24 – Classificação modal no diagrama QAPF apresentando um elevado valor da moda em plagioclásio e baixa de feldspato potássico, posicionando-o como granodiorito (Modificado de Streckeisen, 1976).....40

Figura 4.25 – **A e B**) Aspecto geral da textura hipidiomórfica inequigranular, luz natural polarizada a esquerda e luz ortoscópica a direita. **& C e D**) Aspecto geral da textura hipidiomórfica equigranular, luz natural polarizada a esquerda e luz ortoscópica a direita. Ambas com orientação preferencial de minerais micáceos (demonstrada por linha tracejada) (Bt=Biotita; Pl=Plagioclásio; Qz=Quartzo; Kfs=Feldspato Potássico; Ms=Muscovita, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).....40

Figura 4.26 – **A**) Contato dos grãos de plagioclásio e geminação do tipo carlsbad (luz ortoscópica); e **B**) Inclusões de plagioclásio e biotita em grão de plagioclásio (luz ortoscópica) (Qz=Quartzo; Pl=Plagioclásio; Bt=Biotita, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).....41

Figura 4.27 – **A**) Quartzo em meio a uma matriz com grãos de dimensões inferiores a 0,1 mm (luz ortoscópica); e **B**) Aglomerado de grãos de grãos de quartzo recristalizados e plagioclásio (luz ortoscópica) (Qz=Quartzo; Pl=Plagioclásio; Bt=Biotita; Ms=Muscovita, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).....41

Figura 4.28 – **A**) Lamelas de biotita orientados (luz ortoscópica); e **B**) Titanita associada a biotita e inclusão de apatita na muscovita (luz natural polarizada)

(Qz=Quartzo; Ttn=Titanita; Bt=Biotita; Ms=Muscovita; Ap=Apatita, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).....42

Figura 4.29 – Feldspato potássico apresentando intercrescimento peritítico (círculo com linha contínua) e intercrescimento mimerquítico do plagioclásio no feldspato potássico (círculo com linha tracejada) (luz ortoscópica) (Kfs=Feldspato potássico; Pl=Plagioclásio; Qz=Quartzo, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).....42

Figura 4.30 – **A)** Forma prismática da apatita (luz natural polarizada); **B)** Titanita como produto de alteração da biotita (luz natural polarizada); **C)** Zircão apresentando relevo alto e halo pleocrícos (luz natural polarizada); e **D)** Argilominerais preenchendo microfraturas entre grãos (luz natural polarizada) (Qz=Quartzo; Ap=Apatita; Ttn=Titanita; Bt=Biotita; Zr=Zircão; Pl=Plagioclásio, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).....43

Figura 4.31 – **A)** Aspectos geral mostrando a textura holocristalina, fanerítica de granulação média a grossa hipidiomórfica inequigranular à luz natural polarizada; & **B)** Luz ortoscópica (Pl=Plagioclásio; Kfs=Feldspato potássico; Ms=Muscovita, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).....44

Figura 4.32 – **A & B)** Plagioclásio com geminação polissintética do tipo lei da albita (luz ortoscópica) (Pl=Plagioclásio; Kfs=Feldspato potássico; Qz=Quartzo Ms=Muscovita, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).....44

Figura 4.33 – **A)** Muscovita com dimensão de aproximadamente 10 mm à luz natural polarizada; & **B)** Luz ortoscópica (Pl=Plagioclásio; Kfs=Feldspato potássico; Ms=Muscovita, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).....45

Figura 4.34 – **A)** Turmalina apresentando dimensões superiores a 1mm (luz ortoscópica); e **B)** Apatita como inclusão no feldspato potássico (luz ortoscópica) (Pl=Plagioclásio; Kfs=Feldspato potássico; Ms=Muscovita, segundo abreviações de

Whitney *et al.* 2010).....45

Figura 5.1 – A) Diagrama de contorno para os migmatitos e granitos aflorantes na região, os quais apresentam as concentrações dos planos de foliação a partir de seus polos, identificando uma orientação preferencial regional (S_n), onde seus planos estão dispostos a uma direção para NE-SW (27 medidas realizadas); B) Orientação dos metatexitos (27 medidas realizadas), apresentando orientação preferencial NW-SE; & C) Orientação dos minerais micáceos dos corpos graníticos (19 medidas realizadas), preferencialmente para NE-SW.....47

Figura 5.2 – A) S_n identificado pela orientação da biotita (demonstrado por linhas tracejadas) no Granito (RGAM71 490756mE/9371370mN); e B) S_n identificado pelo bandamento migmatizado (demonstrado por linhas tracejadas) no Metatextito (RGAM52 490693mE/9369368mN).....48

Figura 5.3 – A) Dobras no bandamento do metatextito, originada devido à esforços existentes (RGAM60 489808mE/9370046mN); B) Dobras assimétricas (RGAM51 490692mE/9369232mN); C) Dobra apresentando plano quase que paralelo ao bandamento (demonstrado por linha contínua) (RGAM09 497137mE/9371370mN); e D) Dobra de grande escala (RGAM70 490629mE/9371370mN).....49

Figura 5.4 – A (RGAM61 490085mE/9370196mN) e B (RGAM52 490693 mE/9369366mN) Indicadores cinemáticos indicando uma movimentação dextral.....50

Figura 5.6 – A) Fraturas conjugadas com ângulo de aproximadamente 120° e 45° (RGAM97 491973mE/9371308mN); & B) Fratura em granito preenchida por um veio de quartzo tardio. Apresenta-se mais acentuada, afetando todo o afloramento e possuindo uma maior espessura (RGAM91 489988mE/9371794mN).....50

Figura 5.7 – Diagrama de roseta apresentando direção predominantemente NW-SE. É possível identificar diversas famílias de fraturas para diferentes direções.....51

Figura 5.8 – Famílias de fraturas distintas, mais antiga com direção de 246° Az e mais recente com direção de 331° Az. É possível identificar as diferentes fases, pois a fratura mais recente está sobreposta e desloca a fratura mais antiga (demonstrado pela seta) (RGAM70 480629mE/9371370mN).....	51
Figura 7.1 – Mapa de localização das minas desativadas existente na área de estudo. Em destaque os corpos que serão analisados, a Mina de Zé Pelone (494551mE/9370798mN) em preto e a Mina do Cristal (494985mE/9371425mN) em vermelho.....	55
Figura 7.2 – Perfil da Mina do Zé Pelone demonstrando as sete cavas existentes.....	56
Figura 7.3 – Perfil da cava número 3 da Mina do Zé Pelone.....	57
Figura 7.4 – A) Aspeto da zona mais profunda da cava; B) Pequeno “bolsão metassomáticos” no meio da albita; C) Aspectos dos cristais de albita; D) Aspectos das placas de muscovita; E) Aspecto da turmalina; & F) Aspecto do “bolsão metassomático” de muscovita em baixo e albita em cima.....	58
Figura 7.5 – A) Aspecto da forte clivagem da albita; B) Pormenor do quartzo dentro da albita; & C) Placas de muscovita no meio da albita.....	59
Figura 7.6 – A) Pegmatito a cortar o gnaisse/migmatito; B) Aspecto das placas de muscovita; C) Aspecto da turmalina; & D) Contato ente o gnaisse e pegmatito onde é possível ver uma borda de reação.....	60
Figura 7.7 – Imagem de um cristal de muscovita obtida através do MEV (Microscopia Eletrônica de Varredura.....	61
Figura 7.8 – Perfil da Mina do Cristal.....	62

Figura 7.9 – Diagrama de classificação da albita.....	64
Figura 7.10 – Imagem de um cristal de albita obtida através do MEV (Microscopia Eletrônica de Varredura), apresentando duas direções de clivagem típica do plagioclásio.....	64
Figura 7.11 – Imagem de um cristal de fluorapatita obtida através do MEV (Microscopia Eletrônica de Varredura).....	65
Figura 7.12 – Imagem de um cristal de Fe-tantalita-columbita obtida através do MEV (Microscopia Eletrônica de Varredura).....	66
Figura 7.13 – Contato brusco formado entre a zona composta essencialmente por albita e acima outra zona composta essencialmente por muscovita (RGAM12 495977mE/9370792mN).....	67
Figura 7.14 – Aglomerados de pequenas placas de muscovita (RGAM79 492930mE/9370928mN).....	68
Figura 7.15 – Cristal de feldspato (albita) (RGAM80 492817mE/9370730mN).....	68

LISTA DE TABELAS

Tabela 7.1 – Pontos das cavas na Mina Zé do Pelone.	56
Tabela 7.2 – Análise química da muscovita, em termos de percentagem em peso de óxidos.	61
Tabela 7.3 – Composição química mineral muscovita calculada na base de 10 oxigênios.....	61
Tabela 7.4 – Análises químicas da albita e cleveandita, em termos de % em peso de óxidos.	63
Tabela 7.5 – Proporção catiônica Composição química mineral da albita calculada na base de 8 oxigênios.	63
Tabela 7.6 – Composição química da albita em termo da solução sólida Or-Ab-An.	63
Tabela 7.7 – Análise química do fosfato com percetagem em peso dos óxidos componentes.	65
Tabela 7.8 – Proporção catiônica da fluorapatita calculada na base de 12 oxigênios.	65
Tabela 7.9 – Análises químicas da Fe-tantalita-columbita em óxido.	66
Tabela 7.10 – Proporção catiônica da fluorapatita calculada na base de 6 oxigênios....	66

SUMÁRIO

1. OBJETIVOS & METODOLOGIA	1
1.1 Apresentação	1
1.2 Objetivos	1
1.3 Localização e Acesso	2
1.4 Materiais e Métodos	3
1.4.1 Levantamento Bibliográfico	3
1.4.2 Uso de imagens de sensores remotos e fotografias aéreas	4
1.4.3 Levantamentos de Campo	4
1.4.4 Petrografia	5
1.4.5 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) / Sistema de Dispersão de Energia (EDS)	5
1.4.6 Integração, Interpretação de Dados e Confeção do Relatório Final	5
2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	6
2.1 Introdução	6
2.2 Paleoproterozóico	8
2.2.1 Embasamento Gnáissico – Complexo Acopiara	8
2.3 Granitos Neoproterozóicos	8
2.4 Paleozóico	9
2.4.1 Pegmatitos do Domínio Ceará Central	9
2.5 Cenozóico	11
2.5.1 Coberturas aluvionares	11
3. LITOESTRATIGRAFIA	12
3.1 Introdução	12
3.2 Unidades Litoestratigráficas	12
3.2.1 Embasamento Gnáissico-Migmatítico – Complexo Acopiara (PPa)	12
3.2.2 Granitos Neoproterozóicos (NP3□2i)	15
3.2.3 Pegmatitos	18
3.2.4 Cobertura Colúvio-Aluvionar (Q2a)	21
3.3 Coluna Litoestratigráfica	22
4. ANÁLISE PETROGRÁFICA	24
4.1 Litologias	24

4.1.1	Complexo Acopiara (PPa).....	24
4.2.1	Granitos (NP3□2i)	31
4.3.1	Pegmatitos	45
5.	GEOLOGIA ESTRUTURAL.....	48
5.1.	Introdução	48
5.2	Estruturas Dúcteis	48
5.2.1	Elementos planares.....	48
5.2.2	Dobras	50
5.2.3	Zonas de Cisalhamento	51
5.3	Estruturas Rúpteis	52
5.3.1	Fraturas.....	52
6.	METAMORFISMO	54
6.1	Introdução	54
7.	RECURSOS MINERAIS	56
7.1	Introdução	56
7.2	Mina do Zé Pelone	57
7.2.1	Descrição Geológica	57
7.2.2	Análise Química Mineral	63
7.3	Mina do Cristal	64
7.3.1	Descrição Geológica	64
7.3.2	Análise Química Mineral	64
7.4	Viabilidade econômica	69
8.	EVOLUÇÃO GEOLÓGICA.....	72
9.	CONCLUSÃO.....	74

CAPÍTULO 1
OBJETIVOS E METODOLOGIA

1. OBJETIVOS & METODOLOGIA

1.1 Apresentação

O trabalho em apreço apresenta os resultados do levantamento geológico de uma porção a noroeste do município de Solonópole, Estado do Ceará, correspondendo uma área de 36 km². Tal levantamento efetuado em escala de 1:25.000, objetiva a caracterização geológica de um setor inserido em uma das principais áreas de pegmatitos do Estado do Ceará. Essa região, denominada por Distrito Pegmatítico Solonópole-Quixeramobim (Souza,1985), pertence a Sub-Província Pegmatítica do Ceará, na qual existem importantes ocorrências de minerais de tântalo, nióbio, estanho, berilo e lítio, assim como minerais de aplicação industrial como quartzo, feldspato potássico, plagioclásios (clevelândita), muscovita, e pedras preciosas (rubelita, água marinha, etc).

O desenvolvimento desse trabalho também cumpre a realização de uma monografia de conclusão de curso, inserida no âmbito da disciplina “Relatório de Graduação – CG0449”, como integralização curricular obrigatória do Curso de Graduação em Geologia da Universidade Federal do Ceará.

1.2 Objetivos

O objetivo principal do trabalho se prende a obtenção de dados acerca da geologia e das ocorrências de recursos minerais em uma área situada no Distrito Pegmatítico Solonópole-Quixeramobim.

Como objetivos específicos podem ser destacados os seguintes itens:

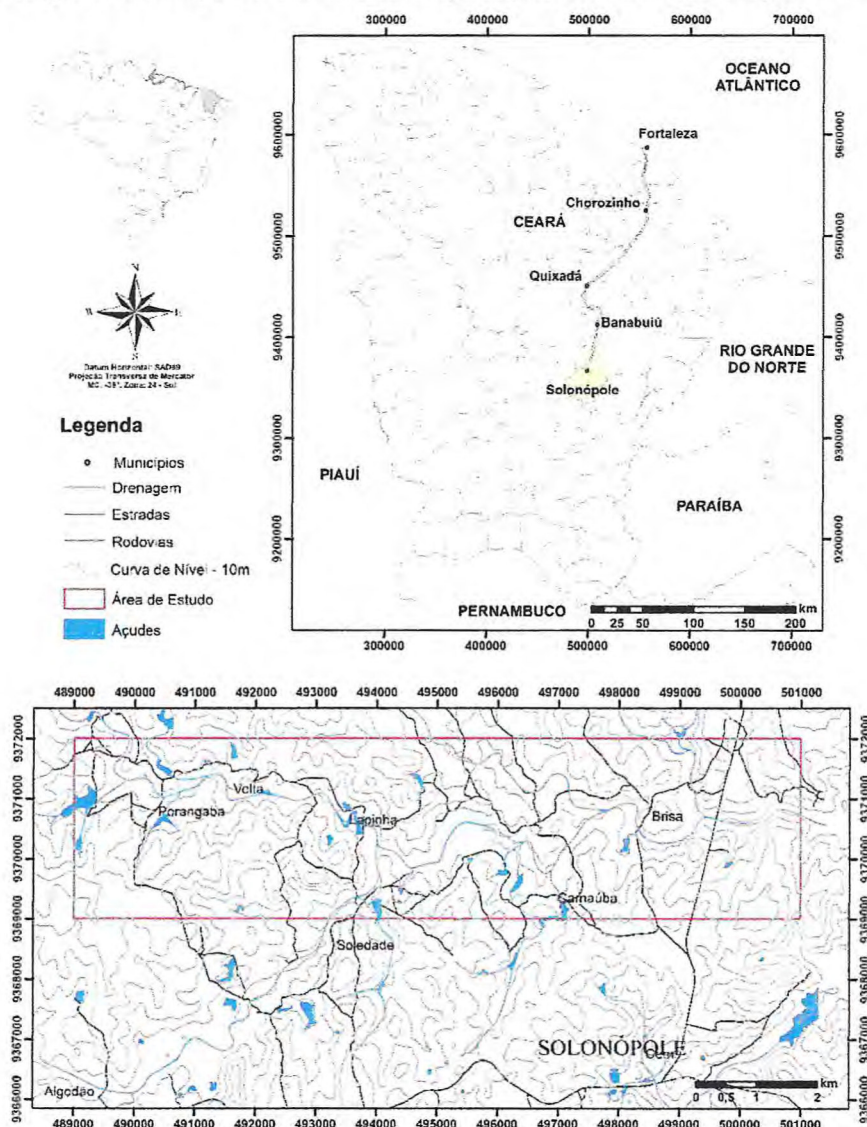
- i. Elaboração de mapa geológico da área estudada, em escala de 1:25.000,
- ii. Caracterização das relações litoestratigráficas entre gnaisses, migmatitos, granitos e os pegmatitos;
- iii. Reconhecer uma possível gênese de um corpo pegmatito pesquisado (filiados aos granitos ou não), discutir o potencial mineral do mesmo e;
- iv. Estabelecer a evolução geológica para a região.

1.3 Localização e Acesso

A área de estudo localiza-se na mesorregião do sertão Cearense, microrregião de Senador Pompeu (IBGE, 2008) no Estado do Ceará. Limitada pelo município de Banabuiú a norte, pelos municípios Jaguarétama e Jaguaribe a leste, Quixelô e Acopiara a sul e a oeste pelos municípios Deputado Irapuan Pinheiro e Milhã.

O polígono da área pesquisada é definido pelas coordenadas UTM: 9372000/489000 (superior esquerdo) e 9369000/501000 (inferior direito). O acesso principal à porção leste da área é feito pela BR-116, partindo de Fortaleza até o município de Chorozinho, de onde segue para sudoeste pela BR-122, até o município de Solonópole (Figura 1.1).

Figura 1.1 – Mapa de localização da área de estudo e principais vias de acesso à região de Solonópole.



1.4 Materiais e Métodos

O desenvolvimento deste trabalho envolveu cinco diferentes etapas, como segue:

1.4.1 Levantamento Bibliográfico

Foi efetuado levantamento bibliográfico da base cartográfica e de trabalhos anteriores na região, correspondendo à consulta de teses, artigos, publicações e compilações de mapas, visando a obtenção de dados prévios, pautados na literatura geológica em nível regional e local. Essas informações auxiliaram no desenvolvimento do projeto e na confecção de mapa-base direcionado para os trabalhos em campo.

1.4.2 Uso de imagens de sensores remotos e fotografias aéreas

Foram confeccionados mapas preliminares em ambiente SIG: mapa geológico, tendo como base a folha cartográfica de Senador Pompeu (SB-24-V-D-VI), e mapas integrados contendo geologia, planialtimetria e produtos oriundos dos dados de sensoriamento remoto. Imagens de satélite do acervo Google Earth, se prestaram a interpretação inicial, onde foram digitalizados, georreferenciados e pré-processados, nos formatos *raster* e vetorial, as estradas, drenagens e açudes existentes. Posteriormente imagens LANDSAT e SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*), contribuíram para realces espectrais voltadas ao mapeamento litológico e estrutural, tendo como objetivo a classificação de distintos litotipos e a extração de lineamentos estruturais pelas técnicas incidência da luz solar. Tais mapas serviram de base para a realização dos trabalhos de campo.

1.4.3 Levantamentos de Campo

Realizou-se um mapeamento em semi-detalhe na escala 1:25.000, no qual foram efetuados perfis transversais às estruturas e unidades litoestratigráficas reconhecidas previamente, com descrição macroscópica das unidades aflorantes (contatos entre as unidades litoestratigráficas, estruturação, atitudes dos litotipos, etc) e coleta de amostras para petrografia. Durante esta etapa foram selecionados dois corpos pegmatíticos potencialmente favorável à ocorrência de minerais com interesse

econômico, no qual foi realizado um mapeamento em escala de 1:1000, com o objetivo de pesquisa em pormenor das associações minerais reconhecidas.

Ao final desta etapa foi possível a obtenção de dados para confecção de um mapa geológico identificando as principais unidades litoestratigráficas e estruturas reconhecidas em campo.

1.4.4 Petrografia

Das amostras coletadas em campo, foram confeccionadas no total de vinte e cinco na seção polida e delgada, esta última para a análise em Microscópico Petrográfico de Luz Transmitida, com o objetivo da descrição mineral dos principais tipos de rochas amostradas, seus percentuais, bem como para o reconhecimento de suas texturas e estruturas desenvolvidas durante os processos geológicos atuantes na área.

1.4.5 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) / Sistema de Dispersão de Energia (EDS)

Foram analisados minerais como muscovita, feldspatos, apatita e tantalita-columbita e associações minerais coletados no levantamento de campo, para efeito de análise morfológica e textural por MEV, assim como da caracterização semi-quantitativa das fases minerais, direcionadas ao potencial de aproveitamento econômico destas. O uso desta técnica forneceu informações de detalhe, com aumento de até 300.000 vezes. A imagem eletrônica de varredura é formada pela incidência de um feixe de elétrons no mineral, sob condições de vácuo. Essa incidência promove a emissão de elétrons que são representados nesta imagem em tons de cinza. O MEV pode ser acoplado ao EDS (Energy Dispersive System), o qual possibilita a determinação da composição semi-quantitativa das amostras, a partir da emissão de raios X característicos.

Assim, dentre as vantagens do MEV/EDS, foi possível desenvolver perfis e mapas químicos a fim de possibilitar o estudo da zonação das mineralizações encontradas em campo.

1.4.6 Integração, Interpretação de Dados e Confeção do Relatório Final

Considerando o mapeamento geológico detalhado da área, foi realizada toda a integração e análise dos resultados disponibilizados nas etapas anteriores, levantando os principais dados de feições litológicas, estruturais e metalogenéticas da região ensejando uma possível gênese e potencial mineral dos pegmatitos. E por fim, foi confeccionado esta monografia como trabalho de conclusão de curso.

CAPÍTULO 2
CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 Introdução

A Província Borborema abrange aproximadamente 450.000 km² e ocupa o extremo nordeste da Plataforma Sul-Americana, englobando quase que totalmente a Região Nordeste do Brasil, com exceção da porção extremo oeste, que pertence à Província Estrutural Parnaíba. A estruturação atual desta província foi adquirida ao final do Neoproterozóico, durante uma atividade tectônica intensa ao final do paleoproterozóico, consequência de colisão continental envolvendo os crátons Oeste-Africano, Amazônico e São Francisco-Congo. A colisão, correspondendo ao ciclo Brasileiro-Pan-Africano, completou-se, no caso da Província Borborema, por volta de 600-550 Ma (Van Schmus *et al.*, 1997).

Fetter *et al.* (2003) reconhecem três principais domínios da porção setentrional da Província Borborema, são eles: (i) Domínio Médio Coreauá (**DMC**), limitado pela Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II; (ii) Domínio Ceará Central (**DCC**), limitado a SE pela Zona de Cisalhamento Orós a NW pela Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II; e (iii) Domínio Rio Grande do Norte (**DRGN**), limitado a sul pelo Lineamento Patos e a NW pela Zona de Cisalhamento Orós. Contudo, Arthaud (2003) reconhece um domínio geotectônico além dos já citados, inserido no Estado do Ceará, no limite dos Estados Ceará-Rio Grande do Norte, como segue: Domínio Orós-Jaguaribe (**DOJ**), limitado a NW pela Zona de Cisalhamento Orós e a SE pela Zona de Cisalhamento Jaguaribe e a S pela Zona de Cisalhamento Farias Brito, entre o Domínio Ceará Central e Domínio Rio Grande do Norte de Fetter *et al.* (2003) (Figura 2.1).

A área de estudo localiza-se na porção sudeste do Domínio Ceará Central da Província Borborema e do Estado do Ceará (Figura 2.1).

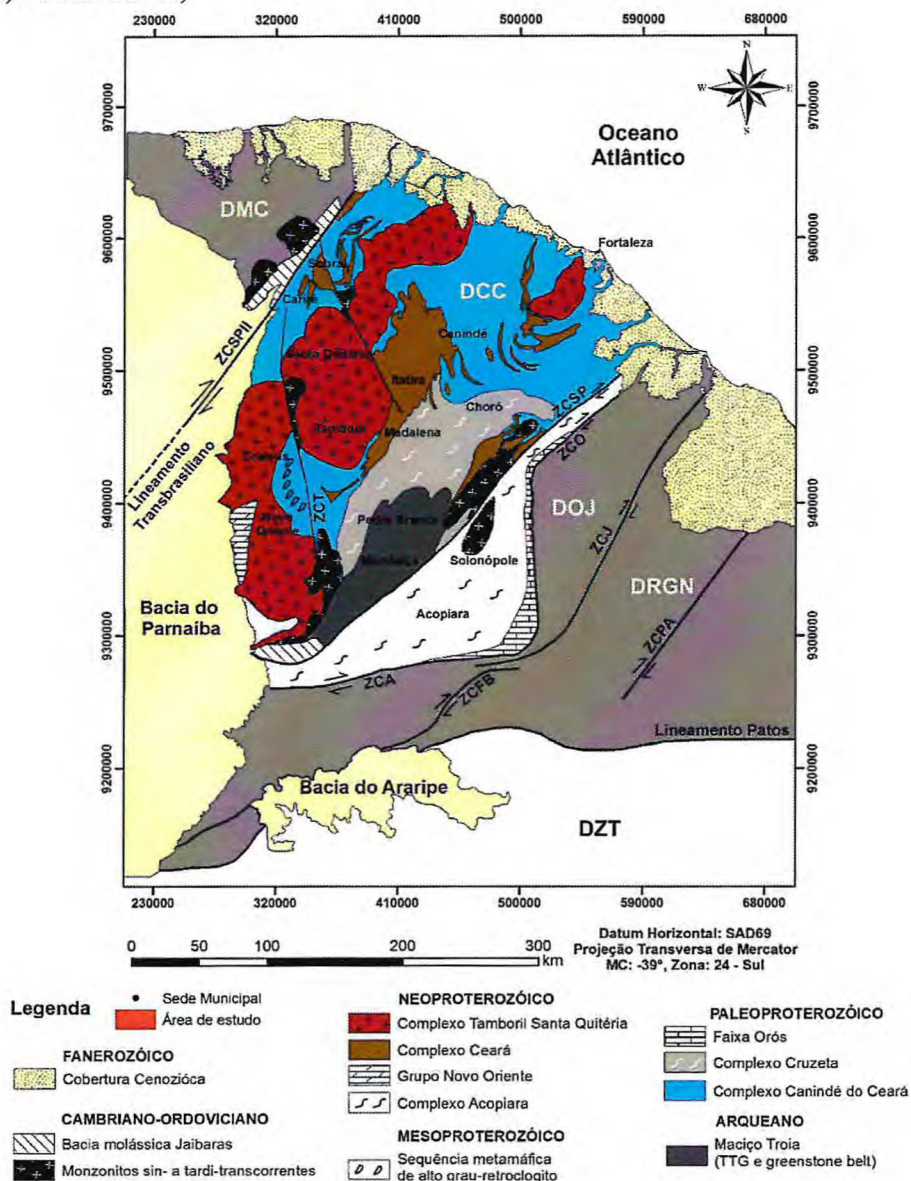
O Domínio Ceará Central, segundo Arthaud (2005), pode ser subdividido em quatro unidades geotectônicas:

- I. Núcleo Arqueano Tróia – Pedra Branca – Mombaça;
- II. Complexo Gnáissico Paleoproterozóico;
- III. Supracrustais Paleoproterozóicas a Neoproterozóicas; e

IV. Complexos Granito-Migmatíticos e Granitóides Neoproterozóico a Cambriano.

Lima *et al.* (2007) insere mais duas unidades: Granitos e Pegmatitos, intrudidos no Complexo Granítico-Migmatítico. Serão apresentadas apenas as unidades litoestratigráficas que compõem o arcabouço geológico regional da área pesquisada.

Figura 2.1 – Mapa geológico simplificado dos Domínios da porção Setentrional da Província Borborema. Em destaque o Domínio Ceará Central onde a área de estudo está inserida. (ZCT: ZC Tauá; ZCSP: ZC Senador Pompeu; ZCO: ZC Orós; ZCPA: ZC Portalegre; ZCJ: ZC Jaguaribe; ZCFB: ZC Farias Brito; ZCA: ZC Aiuába; DMC: Domínio Médio Coreauá; DCC: Domínio Ceará Central; DOJ: Domínio Orós-Jaguaribe; DRGN: Domínio Rio Grande do Norte; DZT: Domínio Zona Transversal). (Modificado de Mont'Alverne *et al.* (1998), Cavalcante (1999), Cavalcante *et al.* (2003), Van Schus *et al.* (2003), Dantas *et al.* (2004) e Amaral 2011)



2.2 Paleoproterozóico

2.2.1 Embasamento Gnáissico – Complexo Acopiara

O Complexo Acopiara apresenta uma composição essencialmente constituída por ortognaisses tonalíticos a granodioríticos (sequências tipo TTG), geralmente metamorfizados sob condições do fácies anfibolito alto, apresentando graus variados de migmatização. Rochas metassedimentares são muito comuns, exceto no domínio entre a Faixa Orós e a Zona de Cisalhamento Senador Pompeu.

A denominação Complexo Acopiara foi empregada por Cavalcante *et al.* (2003) para definir uma sequência rochosa que ocorre na porção sudeste da folha Quixeramobim, composta principalmente por metatexitos com estrutura gnáissica, cujos leucossomas exibem composição tonalítica, granodiorítica e granítica, alguns deles com granada, e paleossomas cujas composições variam de biotita xistos a para-anfibolitos. São frequentes as lentes de anfibolitos e meta-hornblenditos. São também abundantes leucogranitos finos com biotita e, ocasionalmente, com muscovita, de cor cinza, resultantes da anatexia parcial do pacote supracrustal fonte.

As rochas aflorantes se estendem, preferencialmente, segundo a direção N-S com mergulhos variáveis e inferiores a 60° para leste. Podem exibir também direção NE-SW com mergulhos para sudeste. Os mergulhos crescem em direção à zona de cisalhamento Senador Pompeu, ficam mais acentuados à medida que se aproximam do lineamento. Segundo Fetter (1999), apresentam idades modelo TDM (Sm/Nd) de 2,4 – 2,2 Ga e idade U/Pb em zircões em gnaisses de 2.095 ± 33 Ma (Lima *et al.*, 2010).

2.3 Granitos Neoproterozóicos

Os Granitos que intrudem no Domínio Ceará Central apresentam idades Neoproterozóicos e são representadas principalmente pelos Granitos Banabuiú, Granito Aroeiras, Complexo Granítico Quixeramobim, Monzonito Quixadá e Complexo Ceará, cujo alojamento foi controlado por três grandes zonas de cisalhamento dextrais: a Zona de Cisalhamento Quixeramobim, a Zona de Cisalhamento Senador Pompeu e a Zona de Cisalhamento Orós (Arthaud *et al.* 1998).

Durante o ciclo orogénico Brasileiro/Pan-Africano, o Domínio Ceará Central foi intrudido por abundantes volumes de granitóides, agrupados por Arthaud (2005) nas seguintes categorias: (i) Pré-colisionais ou arco magmáticos continentais associados a subducção, onde são representados pelos granitos do arco magmático de Santa Quitéria; (ii) Sin-colisionais associados à fase tangencial, que corresponde aos granitos de duas micas de tipo S, gerados durante o pico metamórfico (batólitos de Senador Pompeu e Banabuiú); (iii) Sin-colisionais direcionais, que são formados durante a fase transcorrente com extrusão lateral (batólitos de Quixeramobim e Quixadá); e (iv) Pós-colisionais, correspondentes ao magmatismo associado ao desmantelamento da cadeia brasileira, estão bem representados no Ceará Central pelos complexos anelares (Tauá e Taperuaba) associados a enxames de diques ácidos a intermediários (enxames de Tauá e Independência) e por *stocks* graníticos do tipo Serra da Barriga, São Paulo, Reriutaba, Mucambo e Meruoca.

Os granitóides brasileiros são manifestações graníticas que constituem corpos de dimensões alongadas, tendo como encaixantes litotipos de diversas unidades. Apresentam relações de contato magmático-intrusivas e/ou controlada por zonas de cisalhamentos (Cavalcante, 1999). Brito Neves *et al.* (2003) sugerem três estágios para formação de rochas graníticas na Província Borborema. Dois estágios com intervalos entre 650 a 625 Ma e 580 a 570 Ma são assinalados como importantes marcadores de formação de granitos acrescionários e um terceiro intervalo entre, 545 e 520 Ma, corresponde a granitos vinculados a processos intrusivos ou intraplaca.

2.4 Paleozóico

2.4.1 Pegmatitos do Domínio Ceará Central

Com base em critérios mineralógicos e texturais, Johnston (1945) distinguiu três grandes grupos de pegmatitos no Nordeste do Brasil: (i) os pegmatitos homogêneos, com textura uniforme e mineralogia simples; (ii) os pegmatitos heterogêneos, apresentando zonamento bem marcado e especialização metalogenética; e (iii) os pegmatitos mistos, com características intermediárias entre os dois tipos anteriores.

Os pegmatitos homogêneos apresentam quartzo, feldspato e micas como constituintes essenciais, com granulação que variam de centimétrica a decamétrica, e

raramente são mineralizados (Vidal & Nogueira Neto, 2005; Lima, 2006). Os pegmatitos heterogêneos apresentam feldspatos, quartzo, e muscovita bem desenvolvidos, e acessórios como turmalinas, cassiterita e granada. Alguns pegmatitos heterogêneos mostram um zonamento incipiente, definido pelo predomínio de texturas aplíticas nas bordas e texturas grosseiras nas regiões centrais. Estes corpos estão muitas vezes mineralizados em turmalina, berilo, apatita, ambligonita e espodumênio. Os pegmatitos mistos possuem feições intermediárias entre os homogêneos e heterogêneos, dentre as quais são reconhecidos “bolsões” (corpos lenticulares) de quartzo ao invés de núcleos individualizados, contendo mineralizações geralmente disseminadas (Lima, 2002).

A Sub-Província Pegmatítica do Ceará está inserida na Província Borborema, apresentando diversidade estrutural, textural, mineralógica e possivelmente de gênese. Com base em critérios puramente geográficos, Souza (1985) subdividiu a Sub-Província Pegmatítica em dois grandes distritos: o Distrito Pegmatítico de Cristais-Russas (**DPCR**), englobando os pegmatitos de Cascavel, Aracoiaba, Russas e Morada Nova; e o Distrito Pegmatítico de Solonópole-Quixeramobim (**DPSQ**), englobando os municípios de Jaguaribe, Solonópole, Quixadá, Milhã e Banabuiú. Ambos os distritos se inserem geologicamente nos Domínios Orós-Jaguaribe (**DOJ**) e Ceará Central (**DCC**) respectivamente e foram seccionados por grandes zonas de cisalhamentos nas quais granitos, aplitos e pegmatitos estão alojados. Além destes dois distritos, existem ainda outras ocorrências menos conhecidas e pouco estudadas nos distritos de Parambu, Icó e Itapiúna.

A área de estudo está inserida no Distrito Pegmatítico de Solonópole-Quixeramobim, ao centro-leste do Ceará, na porção que engloba os municípios de Jaguaribe, Solonópole, Quixadá e Milhã. Os corpos pegmatíticos presentes neste setor são de natureza granítica, heterogêneos em sua maioria, com formas tipicamente tabulares e dimensões variáveis de dezenas de metros (espessuras raramente superiores a 10 m) até centenas de metros (pegmatito de Logradouro com 500 m). São discordantes em relação às encaixantes (biotita-gnaisses, metatexitos, diatexitos e moscovita-xistos), orientados predominantemente segundo direções NE-SW e E-W com mergulhos verticais e subverticais. Segundo Vidal & Nogueira Neto (2005), a região envolve cinco campos pegmatíticos diferenciados. O primeiro destes campos, de sul para norte,

corresponde ao campo de Nova Floresta-Feiticeiro, situado no município de Jaguaribe, ao sul de Solonópole, depositário, principalmente de cassiterita e tantalita. O segundo campo a NE de Solonópole é representado por pegmatitos lítio-berilo-tantalíferos, com ocorrência de veios pegmatíticos com fluorita. O terceiro campo pegmatítico, onde a área está inserida, a oeste e noroeste de Solonópole, é o maior detentor de pegmatitos lítio-berilo-tantalíferos do Distrito Solonópole-Quixeramobim. O quarto, denominado de campo de Berilândia-Carnaubinha, detém pegmatitos portadores de berilo industrial, em sua maioria. E por último, o quinto campo, chamado de Rinaré-Banabuiú, detém pegmatitos ricos em turmalina e berilo, situado ao norte da cidade de Banabuiú.

2.5 Cenozóico

2.5.1 Coberturas aluvionares

São compostos por sedimentos argilo-arenosos quartzosos e quartzo-feldspáticos, com porções conglomeráticas ou não. Estão nos leitos e planície de inundação de rios ou açudes que contêm vários braços na área mapeada. Possivelmente todas as Unidades descritas acima podem estar parcialmente cobertas por depósitos recentes datados do Cenozóico.

CAPÍTULO 3
LITOESTRATIGRAFIA

3. LITOESTRATIGRAFIA

3.1 Introdução

Neste capítulo serão apresentadas as principais unidades litoestratigráficas que compõem o arcabouço geológico da área de pesquisa, baseando-se nos dados coletados durante o mapeamento, nas análises petrográficas e referências bibliográficas existentes.

Desta forma foi possível identificar as seguintes unidades, distribuídas da mais antiga para a mais recente:

- i. Embasamento Gnáissico-Migmatítico (Unidade Acopiara), pertencentes ao Paleoproterozóico, segundo Lima *et al.* (2010), com idade U-Pb em zircão de 2.095 ± 33 Ma e idades $T_{DM}(Sm-Nd)$ de 2,4 – 2,2 Ga (Fetter, 1999);
- ii. Granitos, pertencentes ao Neoproterozóico, com idade U-Pb em zircão entre $578,6 \pm 6.5$ Ma (Lima *et al.* 2010);
- iii. Pegmatitos, segundo Lima *et al.* (2009), obtiveram idade em isócrona Rb-Sr de 506 ± 6.1 Ma, em feldspato potássico, albita e muscovita e de 520 a 530 Ma, através de K-Ar em muscovitas, indicando que estes corpos foram cristalizados no decorrer do Paleozoico.
- iv. Coberturas coluvionares pertencentes ao Cenozóico.

3.2 Unidades Litoestratigráficas

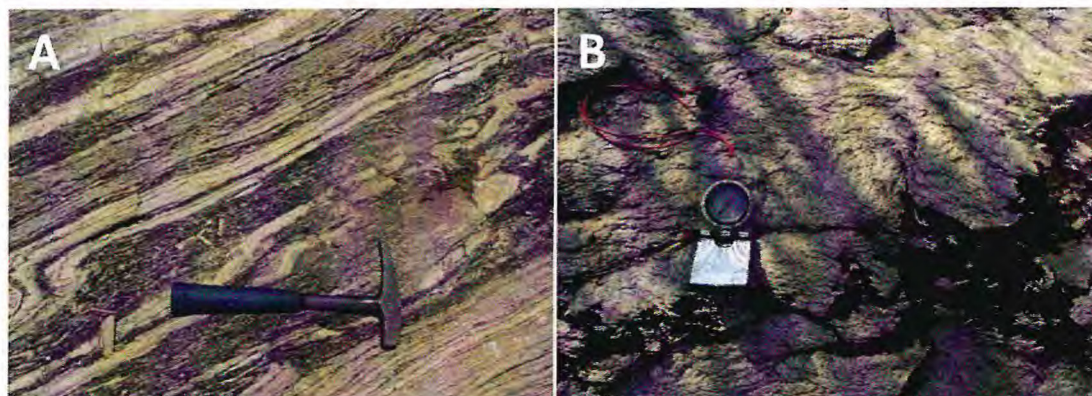
3.2.1 Embasamento Gnáissico-Migmatítico – Complexo Acopiara (PPa)

Os migmatitos são rochas formadas a partir da fusão parcial, sendo heterogêneos em escala micro a macroscópica e são constituídos por duas partes distintas: o neossoma, que é resultante da fusão do protólito, que é dividido em duas partes, o leucossoma (constituídos por minerais félsicos) e o melanossoma (constituídos por minerais máficos); e paleossoma, que é a porção do protólito que não sobrou ou resistiu à fusão.

Os migmatitos correspondem aproximadamente a 75% da área estudada (Ver Anexo – Mapa 02), dependendo do grau de fusão, podem ser divididos em dois tipos:

emmetatexitos e diatexitos. Os metatexitos, que ocorrem baixos graus de fusão parcial a estruturação original da rocha permanece preservada (com presença visível do leucossoma e melanossoma). Os diatexitos correspondem quanto as estruturas originais, são quase completamente obliteradas, devido à alta taxa de fusão. Na área em estudo foram vistos os dois tipos de migmatitos (Figura 3.2 A & B).

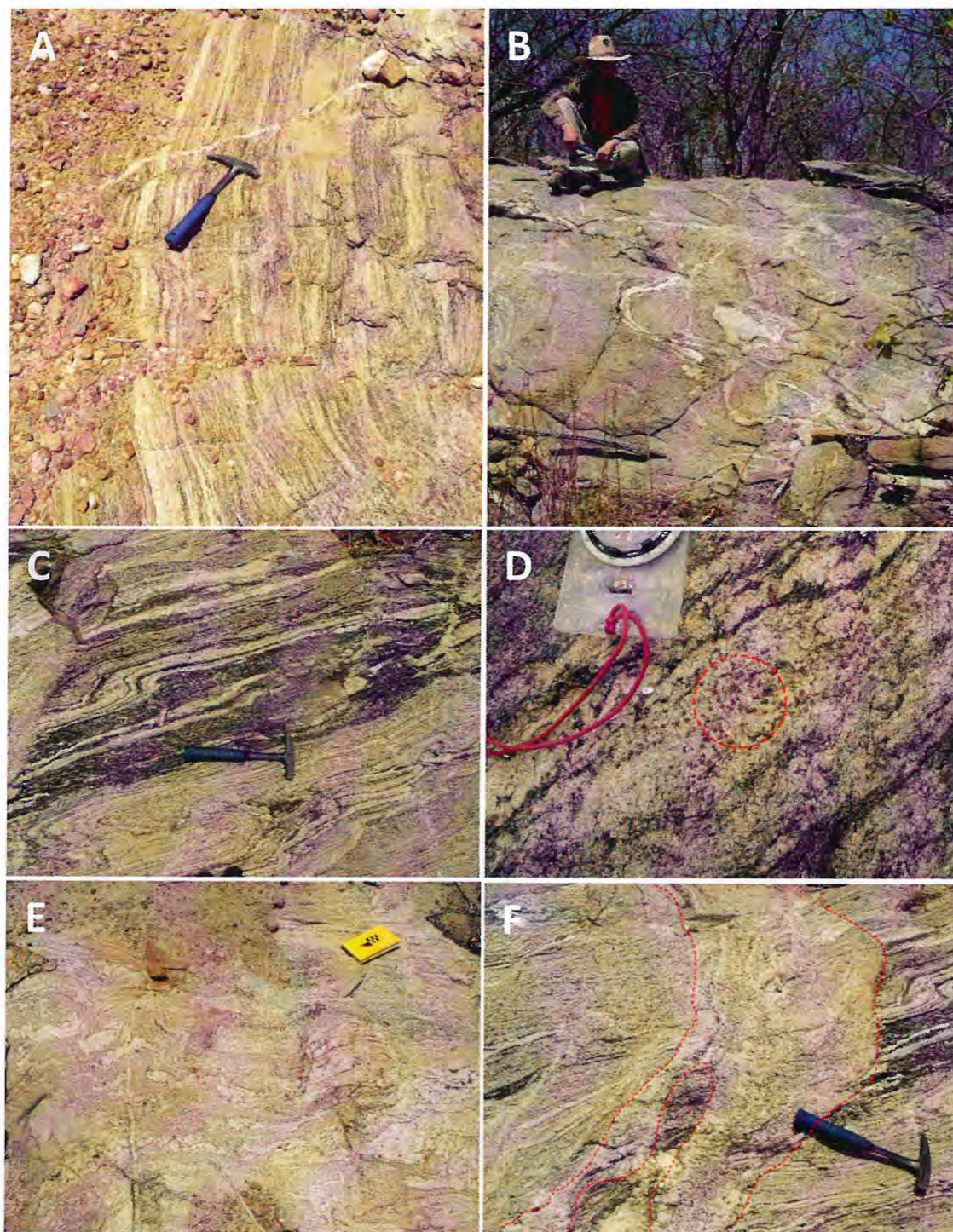
Figura 3.2 – A) Metatexito apresentando estrutura bandada (RGAM09 497137mE/9370118mN); e B) Diatexito (RGAM21 494784mE/9371876mN).



Os metatexitos possuem estruturas do tipo bandada (Figura 3.3 A, B & C). Apresentam porções leucossomáticas que, quando dispostas em grandes escalas, possuem composição semelhante ao gnaiss, constituída por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e muscovita. A porção melanossomática é constituída por biotita, opacos e granada (Figura 3.3 D). Os metatexitos são encontrados concordantes com o trend regional e por vezes apresentam intrusões pegmatíticas e fraturas tardias preenchidas por veios de quartzo que cortam o metatexito de maneira discordante da orientação preferencial (Figura 3.3 E). Apresentam-se por vezes em estágios finais da transformação para o diatexito, que aparentemente encontram-se de maneira discordante do metatexito (Ver Anexo – Mapa 02), apresentando uma estrutura do tipo schollen (Figura 3.3 F).

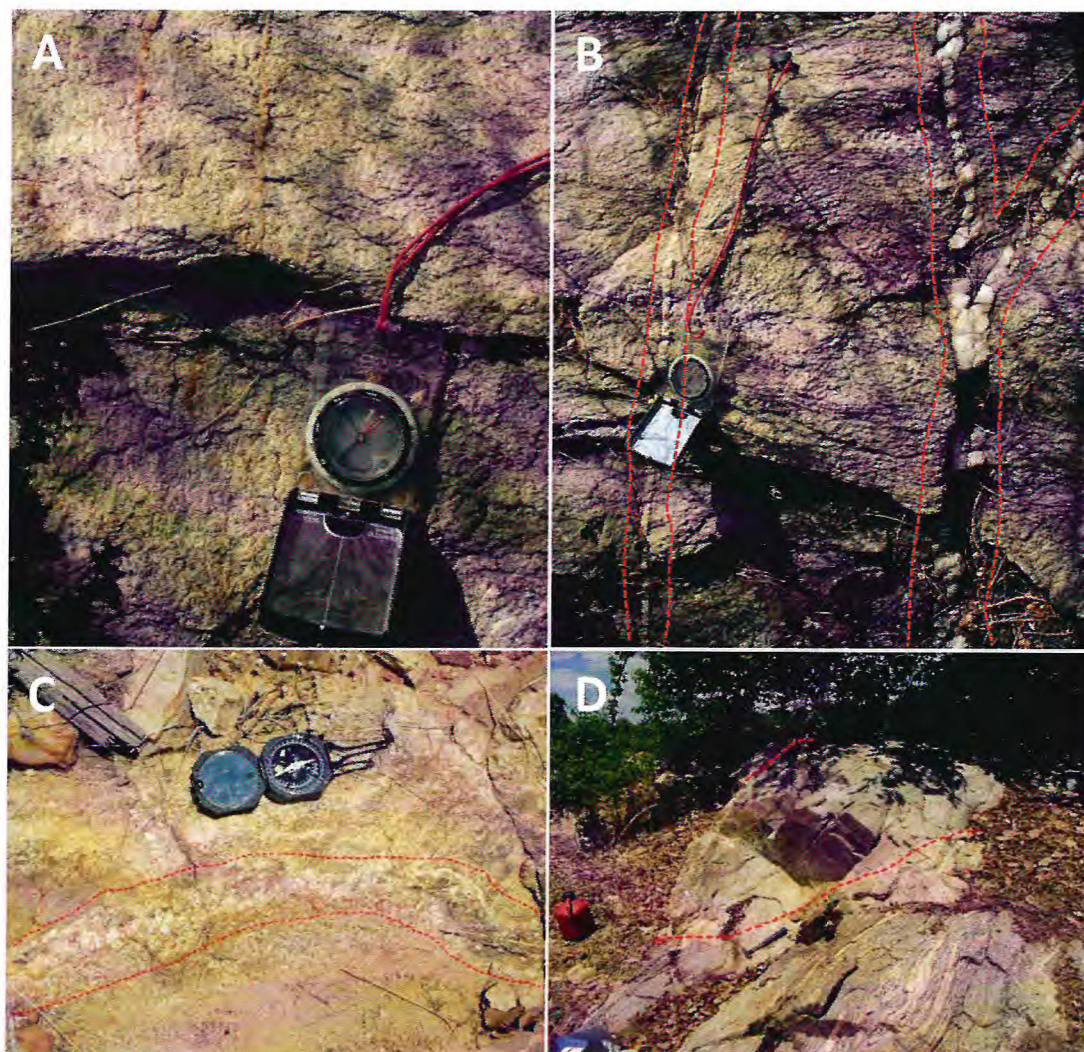
MAPEAMENTO GEOLÓGICO DE UMA PORÇÃO INSERIDA NO DISTRITO PEGMATÍTICO
SOLONÓPOLE-QUIXERAMOBIM A NORESTE DO MUNICÍPIO DE SOLONÓPOLE – CE.

Figura 3.3 – A) Estrutura estromática (RGAM36 497559mE/9371038mN); B) Estrutura em veios (RGAM110 498882mE/9371674mN); C) Estrutura estromática e dobrada (RGAM09 497137mE/9370118mN); D) Presença de granada na porção leucossomática do metatexito (RGAM51 490692mE/9369232mN); E) Fratura tardia preenchida por quartzo apresentando direção discordantes com o metatexito (RGAM97 491973mE/9371308mN); e F) Estrutura do tipo schollen, estádios iniciais da transformação do metatexito para o diatexito (entre linhas tracejadas) (RGAM09 497137mE/9370118mN).



Os diatexitos representam porções mais fundidas (Figura 3.4 A), apresentam granulação variada (fina a grossa) e possuem fraturas preenchidas por quartzo e podem apresentar intrusões tardias de composição pegmatítica (Figura 3.4 B & C). Por vezes apresentam-se intrudidos nos metatexitos (Figura 3.4 D).

Figura 3.4 – **A**) Diatexito apresentando textura grosseira, o que indica cristalização lenta (RGAM21 494784mE/9371876mN); **B**) Fraturas preenchidas por quartzo (linhas tracejadas) (RGAM21 494784mE/9371876mN); **C**) Veios pegmatíticos (linhas tracejadas) (RGAM34 497725mE/9371004mN); e **D**) Intrusão de diatexito (entre as linhas tracejadas) no metatexito (RGAM145 500110mE/9370556mN).



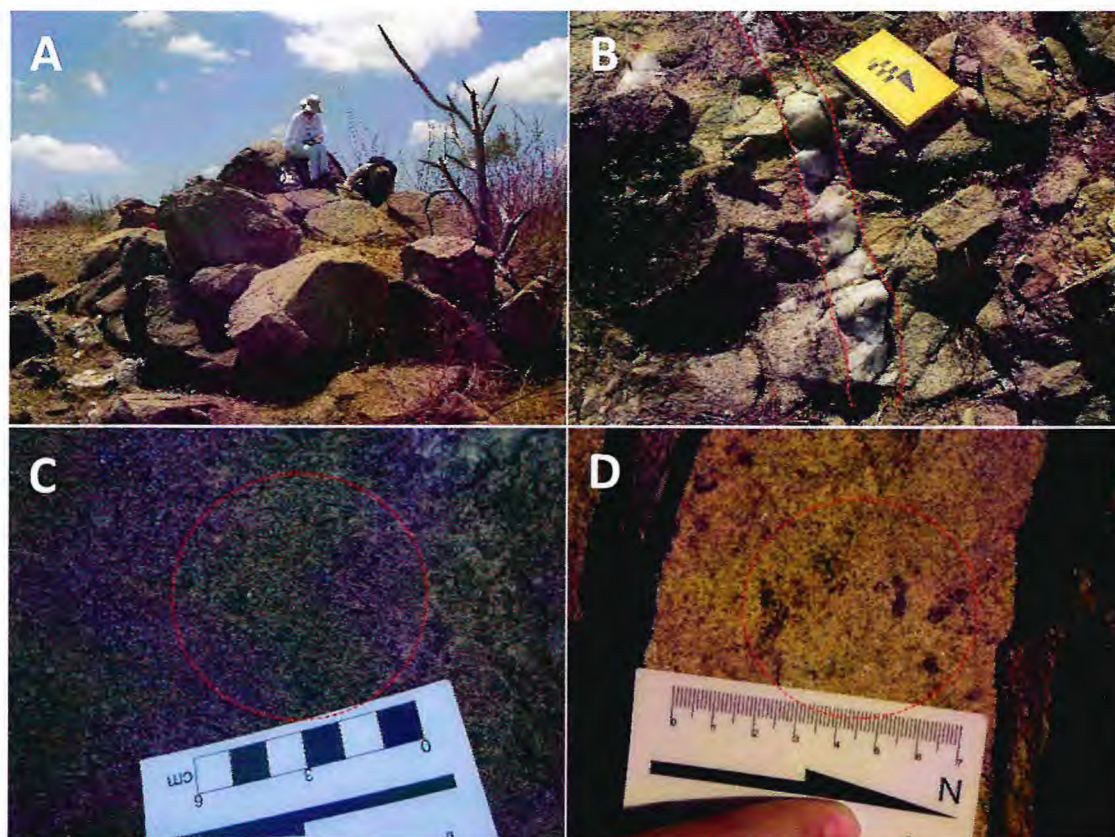
3.2.2 Granitos Neoproterozóicos (NP3□2i)

Os corpos graníticos aflorantes correspondem aproximadamente a 20% da área de estudo (Ver Anexo – Mapa 02) e se apresentam em forma de lajedos ou matacões (Figura 3.5 A) sob forma de plútons intrudidos no embasamento gnáissico-migmatítico

(Ver Anexo – Mapa 02). São constituídos essencialmente por plagioclásio, quartzo, feldspato potássico, muscovita e biotita. Sua granulação varia de fina a média e apresentam veio tardios de quartzo cortando o corpo granítico (Figura 3.5 B). Por vezes é possível identificar cristais milimétricos de turmalina e granada em sua composição (Figura 3.5 C & D).

Os granitos foram classificados a partir de fases de cristalização em: i - Monzogranito, devido as proporções modais similares entre feldspatos (plagioclásio e feldspato potássico). As micas, muscovita e biotita, que também exibem uma mesma proporção; ii - Sienogranito, rico em feldspato potássico; e iii - Granodiorito, rico em plagioclásio e biotita, este último apresenta-se orientado devido ao fluxo magmático do corpo granítico (Ver Anexo – Mapa 02).

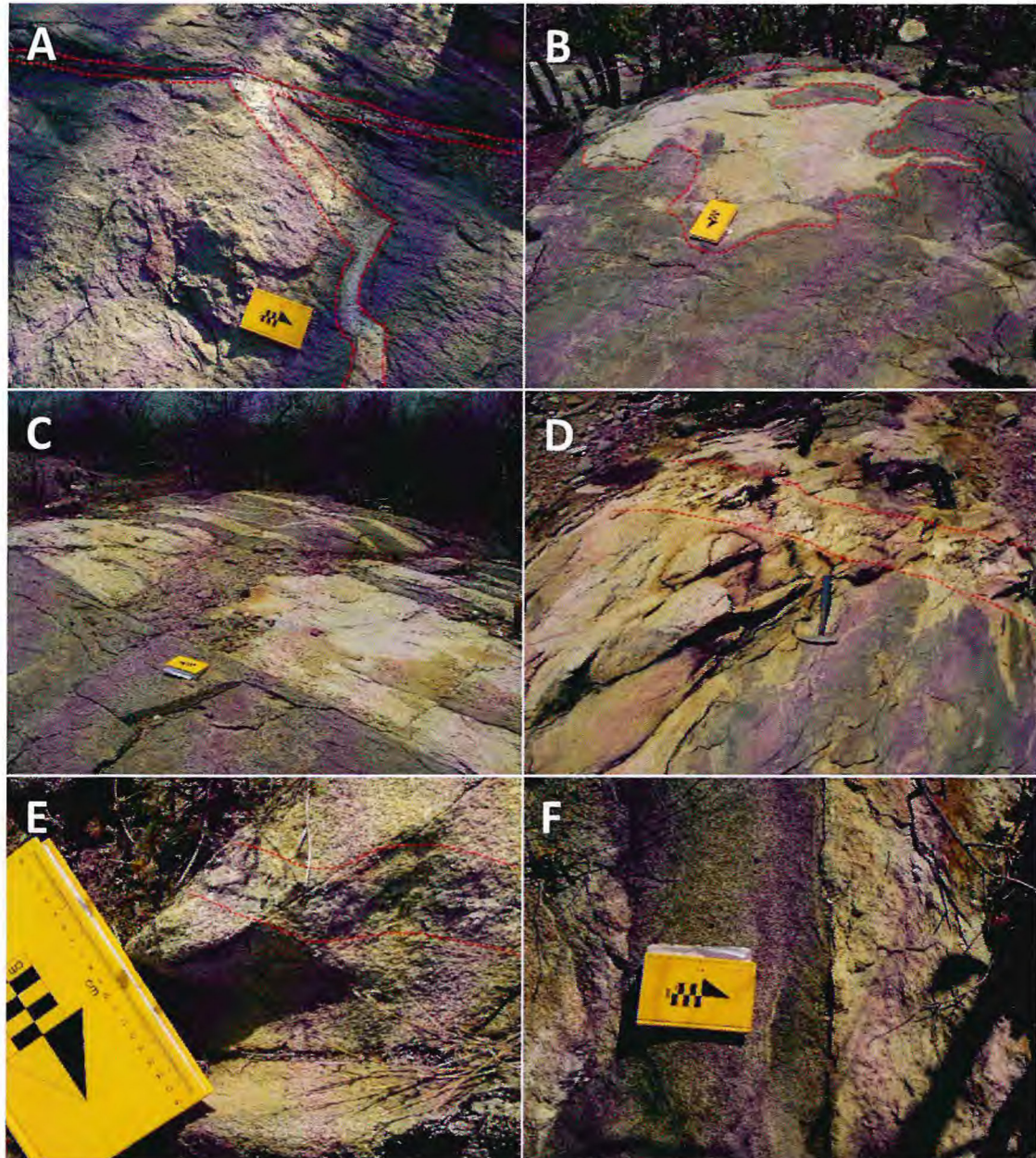
Figura 3.5 – **A)** Granito em forma de matacão (RGAM05 497291mE/9369620mN); **B)** Fraturas preenchidas por quartzo, discordante com a direção do corpo granítico (linhas tracejadas) (RGAM91 499988mE/9371794mN); **C)** Cristais milimétricos de turmalina (círculo tracejado) (RGAM86 494286mE/9369248mN); e **D)** Cristais milimétricos de granada (círculo tracejado) (RGAM88 495034mE/9369456mN).



O granodiorito por vezes apresentam como injeções ou intrusões do sienogranito (Figura 3.6 A, B & C) com pegmatitos associados (Figura 3.6 D & E).

Ocorrem preenchendo fraturas, ou sob a forma de bolsões, aproveitando zonas de cisalhamentos, por vezes identificados em campo por pares cisalhantes (Figura 3.6 F).

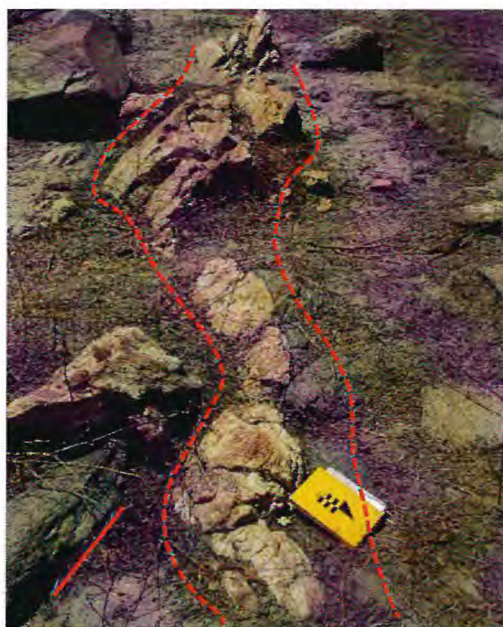
Figura 3.6 – **A**(RGAM70 490629mE/9371370mN), **B** (RGAM71 490756mE/9371370mN)& **C**(RGAM115 499556mE/9370094mN) Injeções do Sienogranito no Granodiorito, apresentando-se como preenchimento de fraturas (A) e bolsões (B) e (C) (demonstrado pelas linhas tracejadas); **D**(RGAM71 490756mE/9371370mN)& **E**(RGAM91 499988mE/9371794mN)Veios pegmatíticos que interceptam o Sienogranito (demonstrado pelas linhas tracejadas); & **F**) Pares cisalhantes identificando intrusão do granito com pegmatito relacionado (RGAM75 492377mE/9371442mN).



3.2.3 Pegmatitos

Os pegmatitos podem ser originados a partir de uma fusão de composição granítica residual altamente hidratada e rica em voláteis, cristalizada sob temperatura decrescente e pressão variável, em condições restritas de troca com as paredes da encaixante (Cerný, 1991). Apresentam espessuras que variam de centimétrica a métrica, em formas lenticulares e de diques, composta principalmente por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e muscovita. Muitas vezes apresentam-se mineralizados em turmalina, berilo, amblygonita apatita, lepidolita, tantalita-columbita e espodumênio. Geralmente são discordantes em relação às encaixantes (granitos e migmatitos), orientados predominantemente segundo direções NE-SW e E-W (Figura 3.7).

Figura 3.7 – Veio pegmatítico (demonstrado entre as linhas tracejadas) discordante com a orientação do Metatexito (linha contínua) (RGAM110 498882mE/9371674mN).



Com base nos critérios mineralógicos e texturais definido por Johnston (1945), distingue-se os pegmatitos encontrados na área classificam-se como heterogêneo e alguns mostram-se zonados, este último ocorrendo com menor frequência.

Foram identificados em campo diversas ocorrências minerais de interesse econômico, e devido essas ocorrências foram definidas as seguintes zonas (Lima, 2011; Leal Neto, 2005):

- Zona I (zona de contato), apresenta espessura fina, textura predominantemente aplítica e é constituída essencialmente por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e muscovita, e afrisita, cassiterita e granada como acessórios comuns (Figura 3.8 A);
- Zona II (zona de parede), apresenta textura grosseira e é constituída por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e muscovita (mais abundante) como constituintes essenciais e só raramente são mineralizadas (Figura 3.8 C, D e E). Ocupam um volume significativo dos corpos graníticos.
- Zona III (zona intermediária), caracterizada pela presença de cristais de feldspato de grandes dimensões e uma variedade de mineralizações como apatita, ambligonita, berilo, columbita-tantalita, cassiterita, turmalina, espodumênio e lepidolita (mica rica em lítio). São obviamente os de maior interesse econômico (Figura 3.8 F, G & H);
- Zona IV (zona de núcleo), constituída por um núcleo de quartzo maciço de cores variadas (Figura 3.8 I), disposto simetricamente ou não em relação ao corpo pegmatítico, podendo conter grandes cristais de feldspato, quartzo, espodumênio, berilo e turmalina (Figura 3.8 J).

Os pegmatitos existentes na área que possuem ocorrências minerais ocorrem ao longo de grandes dimensões e exibem zonas incompletas, nunca visualizadas quatro zonas no mesmo corpo. Para a maioria dos corpos pegmatíticos da região é possível identificar dois tipos zonamentos: I e II; mas também é possível identificar a zona III em menor frequência, onde são encontrados mineralizações de apatita, ambligonita, berilo, columbita-tantalita, cassiterita, turmalina, espodumênio e lepidolita, além de quartzo, feldspato e muscovita.

Figura 3.8 – **A)** Presença de granada com dimensão de até 5 mm (RGAM97 491973mE/9371308mN); **B)** Turmalina preta disseminada no corpo pegmatítico (RGAM97 491973mE/9371308mN); **C)** Muscovita em placas (RGAM79 492930mE/9370928mN); **D)** Muscovita em contato com plagioclásio (RGAM12 495977mE/9370792mN); **E)** Grandes cristais de quartzo e plagioclásio (RGAM94 490330mE/9371532mN); **F)** Lepidolita; **G)** Albita (RGAM80 492817mE/9370730mN); **H)** Espodumênio (RGAM79 492930mE/9370928mN); **I)** Grande quantidade de quartzo, pilha de rejeito de uma mina (RGAM80 492817mE/9370730mN); e **J)** Turmalina preta dentro do quartzo (RGAM90 495746mE/9370242mN).

MAPEAMENTO GEOLÓGICO DE UMA PORÇÃO INSERIDA NO DISTRITO PEGMATÍTICO
SOLONÓPOLE-QUIXERAMOBIM A NORESTE DO MUNICÍPIO DE SOLONÓPOLE – CE.

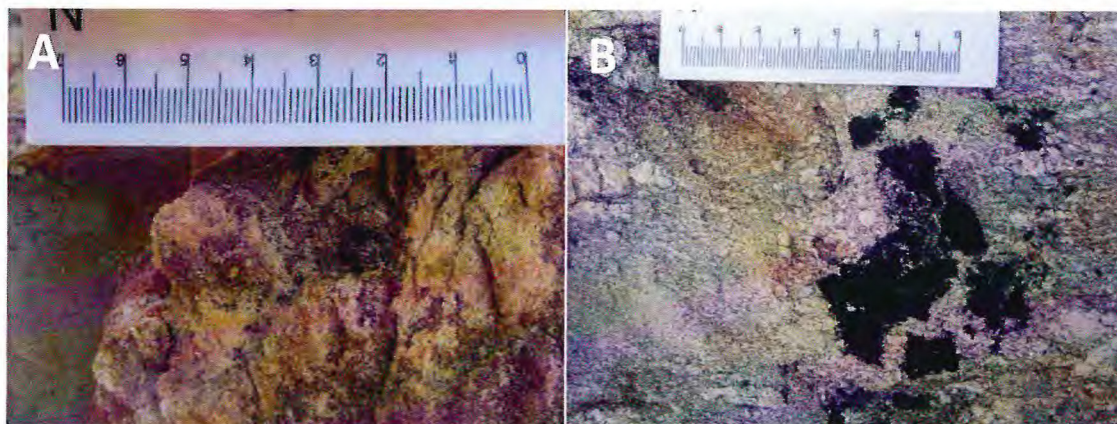
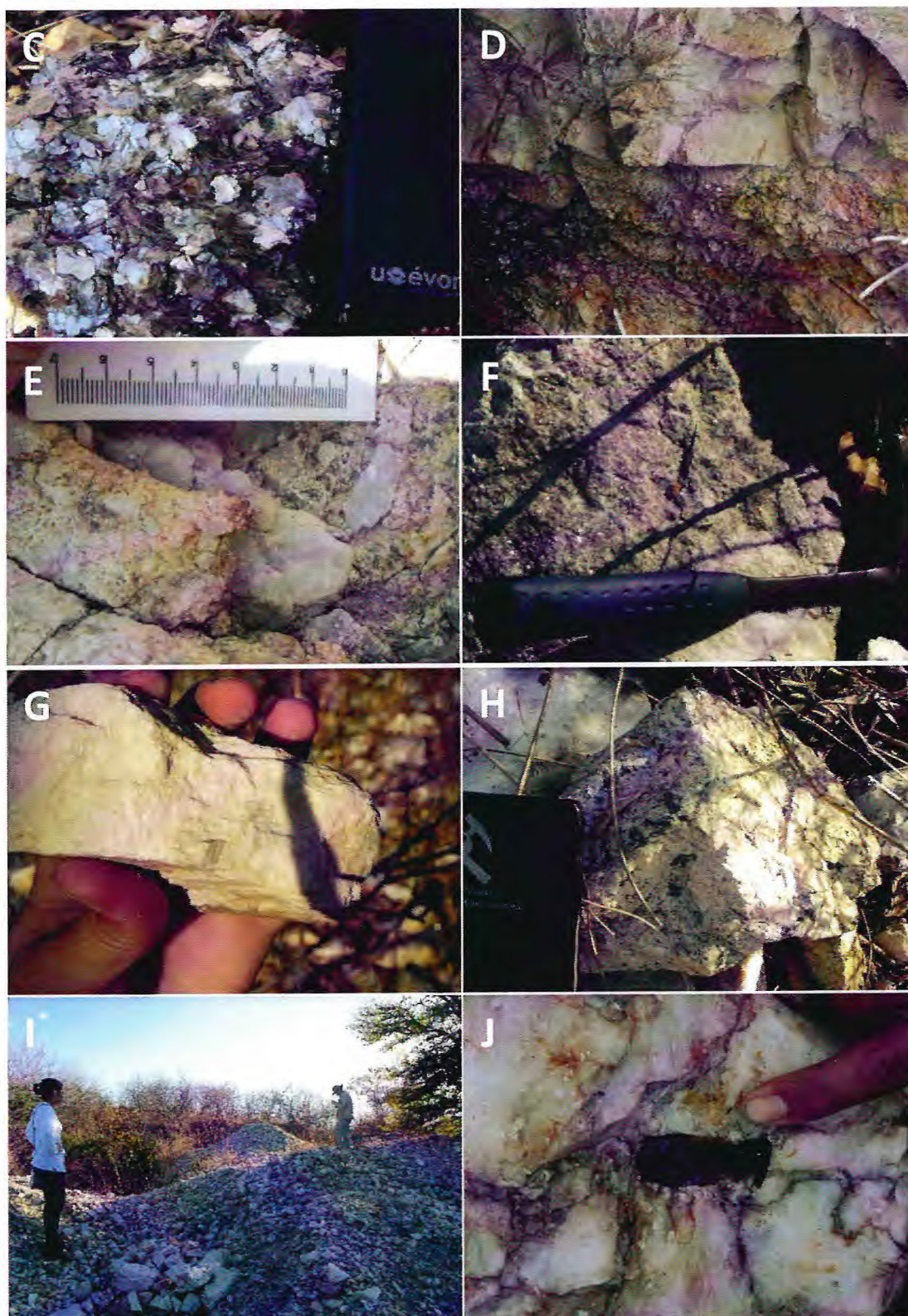


Figura 3.8 –C) Muscovita em placas(RGAM79 492930mE/9370928mN); D) Muscovita em contato com plagioclásio (RGAM12 495977mE/9370792mN); E) Grandes cristais de quartzo e plagioclásio RGAM94 490330mE/9371532mN); F) Lepidolita; G) Albita (RGAM80 492817mE/9370730mN); H) Espodumênio (RGAM79 492930mE/9370928mN); I) Grande quantidade de quartzo, pilha de rejeito de uma mina (RGAM80 492817mE/9370730mN); e J) Turmalina preta dentro do quartzo (RGAM90 495746mE/9370242mN).



3.2.4 Cobertura Colúvio-Aluvionar (Q2a)

A área apresentam pequenas porções composta por coberturas sedimentares, geralmente em leitos de rios, recentes formadas devido a geomorfologia, clima e vegetação da região que favorecem a ação intempérica nas rochas. Podem ser

observados formando “tapete” nos solos existentes ou em leitos de rios e riachos. Sua granulometria varia de fina a grossa, constituído por areia quartzosa, com níveis de seixos arredondados, por vezes angulosos e cascalhos (Figura 3.9).

Figura 3.9 – Solo apresentando granulometria variando de fina a grossa, constituído por areia quartzosa, seixos arredondados e angulosos e calhaus (RGAM05 497291mE/9369620mN).



3.3 Coluna Litoestratigráfica

De acordo com as descrições de campo, apoiadas com as análises petrográficas juntamente com as bibliografias levantada, foi possível elaborar uma sugestão da coluna litoestratigráfica (Figura 3.10).

Figura 3.10 – Coluna litoestratigráfica das unidades estudadas.

IDADE		UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	LITOLOGIAS
<i>Eón</i>	<i>Era</i>		
<i>Fanerozóico</i>	Cenozóico 520 - Recente	Coberturas Colúvio – Aluvionar	Sedimentos de granulometria que variam de fina a grossa, como areia, seixos e cascalhos.
	Paleozóico 541 – 520 Ma (Cambriano)	Pegmatitos	Intrusões de granulação grossa, constituídas por: Qz, Pl, Kfs e Ms.
<i>Proterozóico</i>	Neoproterozóico 1.0 Ga – 540 Ma	Granitos	Tipos: Sienogranito, Monzogranito e Granodiorito
	Paleoproterozóico 2.2 – 2.1 Ga	Embasamento Gnáissico – Migmatítico	Migmatitos – Metatexito e Diatexito

É possível identificar que os migmatitos existentes na área constituem o embasamento, a unidade mais antiga, sendo visualizada com bastante frequência (70% na área). Os granitos intrudem o embasamento e são encontrados diferentes fáceis entre eles, pelas relações de campo. Os pegmatitos também são corpos de origem intrusiva e, encontram-se na maioria das vezes, aproveitando fraturas, preenchendo-as, tornando estes corpos, muitas vezes, discordantes com a orientação preferencial regional de granitos e migmatitos. Por fim, as coberturas colúvio-aluvionares constituem todo o solo da área, devido aos processos de erosão, transporte e deposição fluvial existentes na região.

CAPÍTULO 4
ANÁLISE PETROGRÁFICA

4. ANÁLISE PETROGRÁFICA

Foram realizadas descrições petrográficas dos litotipos aflorantes para a caracterização geológica da área de estudo de acordo com a litoestratigrafia local.

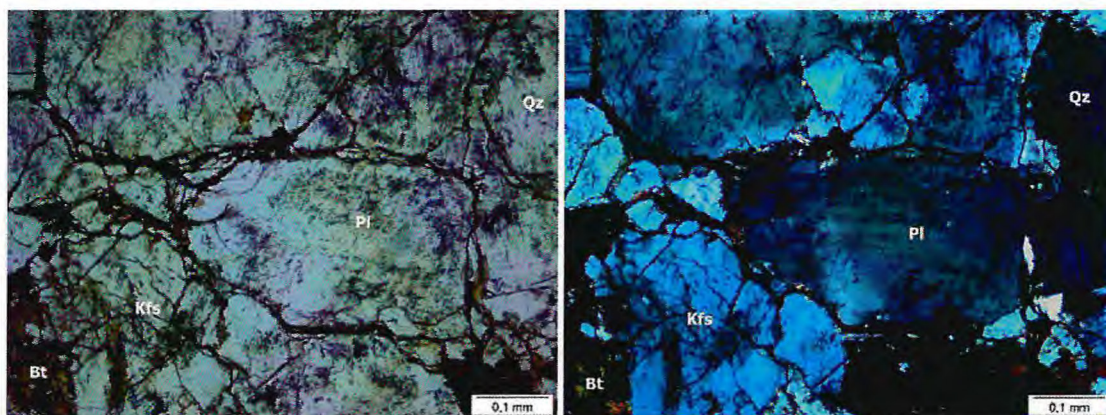
4.1 Litologias

4.1.1 Complexo Acopiara (PPa)

4.1.1.1 Diatexito (NPacod)

Este litotipo apresenta grãos que variam de médio a grosso e possui uma textura granoblástica (Figura 4.1). Possuem porções melanossomáticas, composta por biotita (90%) e minerais opacos (10%), e leucossomáticas, composta por quartzo (35%), plagioclásio (30%), feldspato potássico (20%) e muscovita (15%). Os contatos entre os grãos são intermediados por uma porção de composição biotítica preenchendo microfraturas, que parece corresponder ao melanossoma.

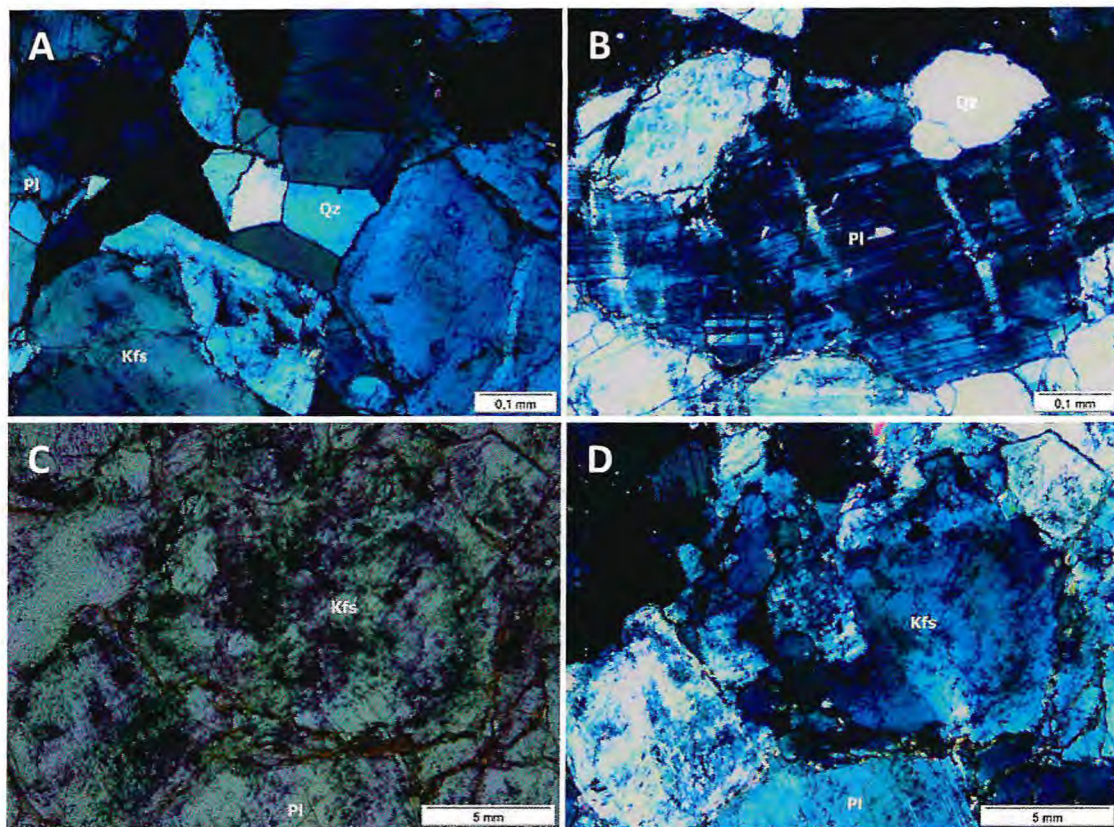
Figura 4.1 –Aspectos geral mostrando a textura granoblástica, luz natural polarizada a esquerda e luz ortoscópica a direita (Kfs=Feldspato potássico; Bt=Biotita; Pl=Plagioclásio; Qz=Quartzo, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).



Os grãos de quartzo, plagioclásio e feldspato potássico são subidioblásticos a xenoblásticos e apresentam-se frequentemente microfraturados. A maioria dos grãos de quartzo apresentam ângulo de 120° ao contato entre três grãos, indicando um nível de recristalização (Figura 4.2 A) e exibem extinção ondulante. O plagioclásio apresenta geminação polissintética do tipo lei da albita e possui dimensão de até 0,4mm (Figura 4.2 B). O feldspato potássico apresenta-se bastante fraturado e há presença de material

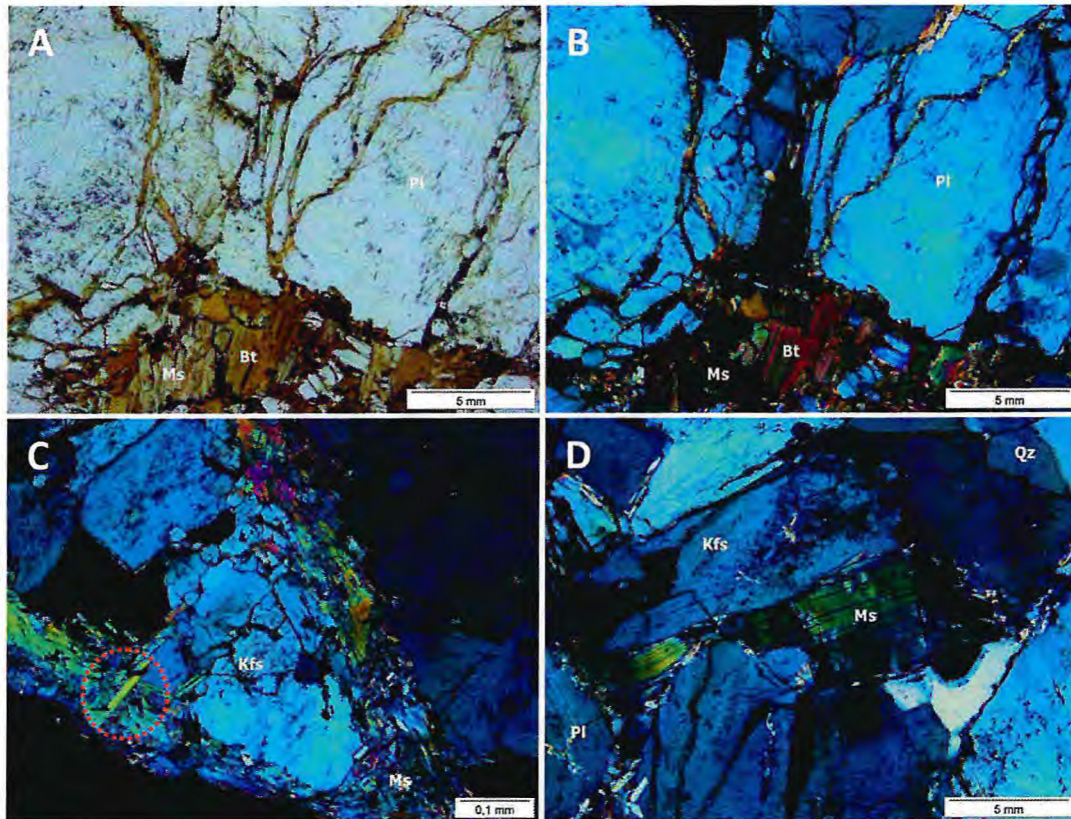
ferruginoso oriundo de reações de alteração. O feldspato potássico aparece alterado em parte para argilominerais (Figura 4.2 C & D).

Figura 4.2 – **A)** Grãos de quartzo subidioblásticos e sua junção formando um ângulo de 120° (luz ortoscópica); **B)** Porfiroblasto de plagioclásio bastante fraturado e deformado, apresentando geminação polissintética do tipo lei da albita (luz ortoscópica); e **C & D)** Feldspato potássico alterando para argilominerais, luz natural polarizada (C) e luz ortoscópica (D) (Kfs=Feldspato potássico; Bt=Biotita; Pl=Plagioclásio; Qz=Quartzo, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).



A biotita e a muscovita encontram-se bordejando os demais cristais constituintes da rocha (Figura 4.3 A & B). A biotita apresenta-se bem formada e subidioblástica na grande maioria. A muscovita apresenta-se tanto na forma de mineral primário quanto secundário (muscovitização, processo de alteração de plagioclásio e biotita) (Figura 4.3 C). Em sua forma primária é possível visualizar grãos grandes e bem desenvolvidos, apresentando deformação (Figura 4.3 D).

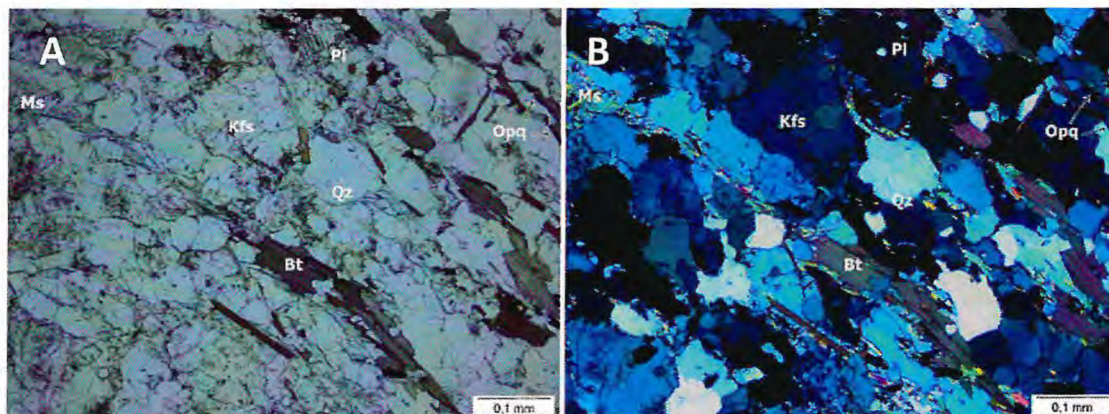
Figura 4.3 – A e B) Preenchimento de microfaturas por minerais ferruginosos, luz natural polarizada (A) e luz ortoscópica (B); C) Muscovita primária, demonstrada por círculo tracejado (luz ortoscópica); e D) Muscovita primária apresentando deformação (luz ortoscópica) (Kfs=Feldspato potássico; Bt=Biotita; Ms=Muscovita; Pl=Plagioclásio; Qz=Quartzo, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).



4.1.1.2 Metatexito (NPacom)

Este litotipo apresenta grãos que variam de fino a grosso e possui uma textura granolepidoblástica (Figura 4.4). Possuem alternância entre faixas melanocráticas e leucocráticas. As faixas melanocráticas são constituídas por biotita (70%) e pequena quantidade de muscovita (15%) e minerais opacos (15%). As faixas leucocráticas são essencialmente compostas por quartzo (45%), feldspato potássico (30%), plagioclásio (15%), ocasionalmente muscovita (6%) e opacos (4%).

Figura 4.4 – A) Aspectos geral mostrando a textura granolepidoblástica do metatexito à luz natural polarizada; & B) Luz ortoscópica (Kfs=Feldspato potássico; Ms=Muscovita; Bt=Biotita; Pl=Plagioclásio; Qz=Quartzo; Opq=Opacos, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).



As lamelas de biotita e muscovita são subidioblásticos, apresentam-se orientados e possuem dimensões de até 6 mm. A biotita aparece bem desenvolvida, apresentando dimensões superiores à 10mm, embora ocasionalmente ocorra em tamanhos menores, até 0,1mm (Figura 4.5 A & B). Apresentam contatos reto a serrilhado nas bordas de alteração. Em seu interior é possível identificar inclusões de zircão pelos halos pleocróicos existentes (Figura 4.5 B). A muscovita é de origem primária e secundária (muscovitização, processo da alteração da biotita) (Figura 4.5 C & D) e possuem contatos retos.

Figura 4.5 – A) Lamelas de biotita e muscovita bem desenvolvidos, apresentando uma orientação preferencial, demonstrado por linha tracejada (luz natural polarizada); B) Biotita apresentando halos pleocróicos em seu interior, demonstrado por círculos tracejados (luz natural polarizada); C) Muscovita primária e secundária, desenvolvida pelo processo de muscovitização (luz ortoscópica); e D) Minerais opacos no leucossoma, orientados juntamente com os minerais micáceos, demonstrado por círculo tracejado (luz natural polarizada) (Ms=Muscovita; Bt=Biotita; Qz=Quartzo, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).

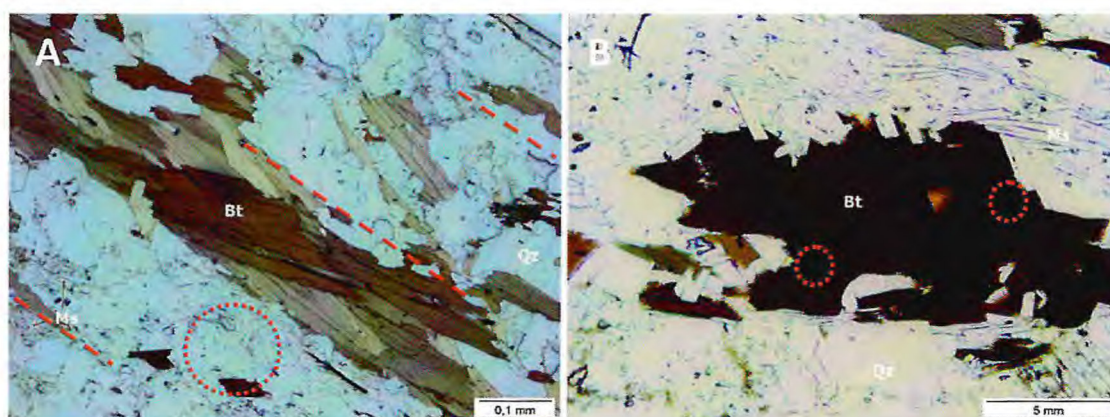
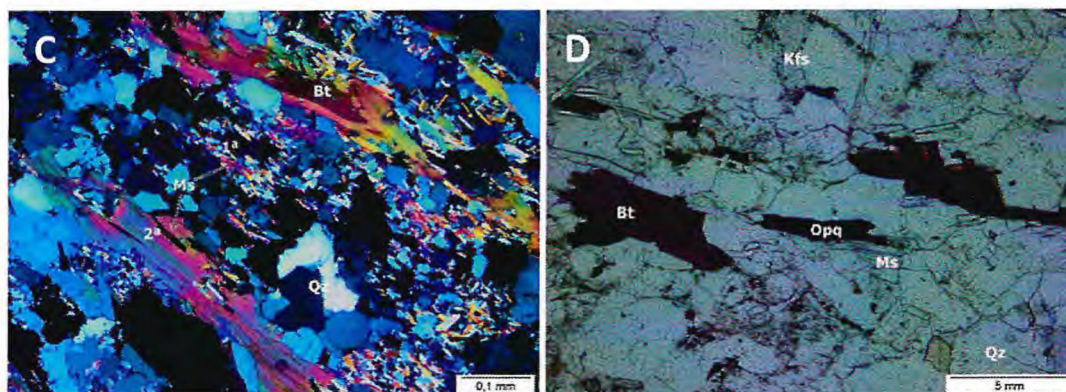


Figura 4.5 – **A)** Lamelas de biotita e muscovita bem desenvolvidos, apresentando uma orientação preferencial, demonstrado por linha tracejadas (luz natural polarizada); **B)** Biotita apresentando halos pleocrômicos em seu interior, demonstrado por círculos tracejados (luz natural polarizada); **C)** Muscovita primária e secundária, desenvolvida pelo processo de muscovitização (luz ortoscópica); e **D)** Minerais opacos no leucossoma, orientados juntamente com os minerais micáceos, demonstrado por círculo tracejado (luz natural polarizada) (Ms=Muscovita; Bt=Biotita; Qz=Quartzo, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).



Os grãos de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio são subidioblásticos a xenoblásticos e bem desenvolvidos (Figura 4.6 A & B). O quartzo aparece por vezes recristalizado com dimensões de até 5mm. Possuem contatos côncavo-convexo a reto. O feldspato potássico e o plagioclásio aparecem em pequenas quantidades com contatos irregulares com os demais cristais. O feldspato potássico é representado pela microclina (Figura 4.6 C), com dimensão de até 7mm, encontram-se parcialmente alterados para argilominerais (Figura 4.6 D). O plagioclásio apresenta geminação polissintética do tipo lei da albita e possui dimensão de até 6mm (Figura 4.6 B).

Figura 4.6 – **A e B)** Aspecto dos grãos subidioblásticos a xenoblástico, bem desenvolvidos e minerais opacos dispersos, luz natural polarizada (A) e luz ortoscópica (B); **C)** Microclina com dimensão superior a 5mm, apresentando contato irregular com os demais grãos e inclusões de quartzo e muscovita (luz ortoscópica); e **D)** Feldspato potássico parcialmente transformados em argilominerais, demonstrado por círculos tracejados (luz natural polarizada) (Kfs=Feldspato potássico; Ms=Muscovita; Bt=Biotita; Pl=Plagioclásio; Qz=Quartzo, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).

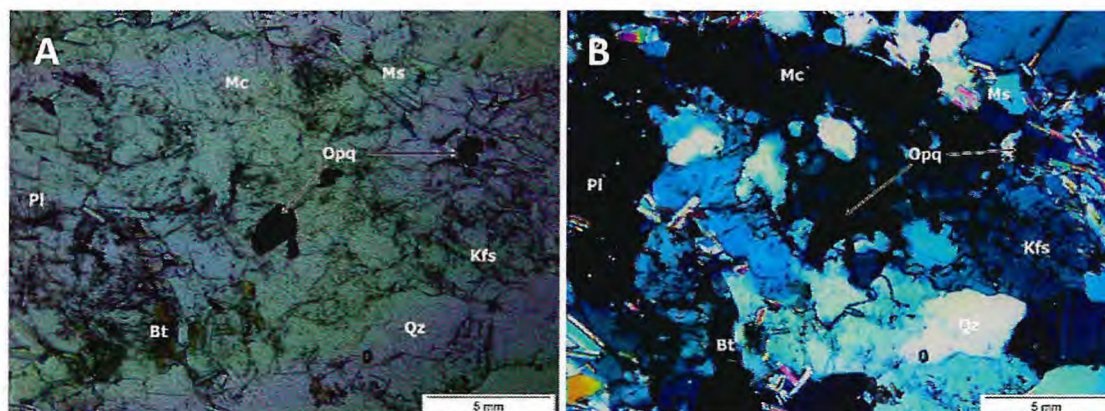
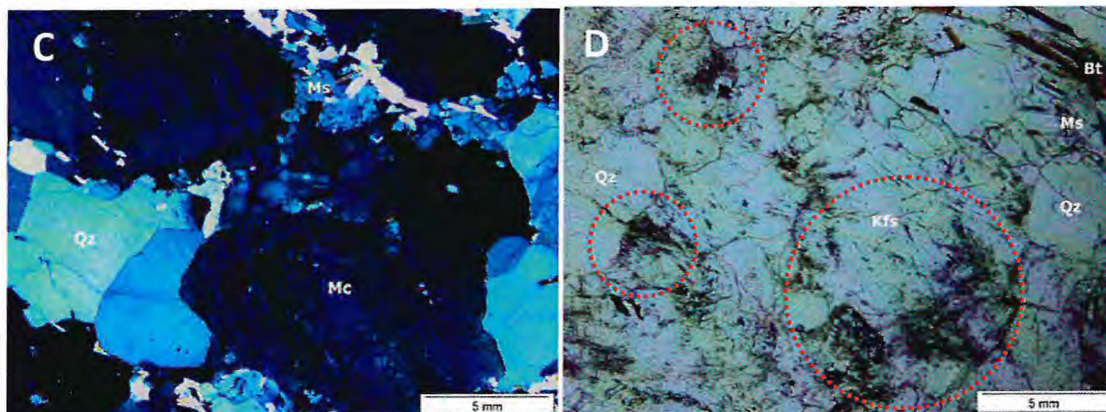


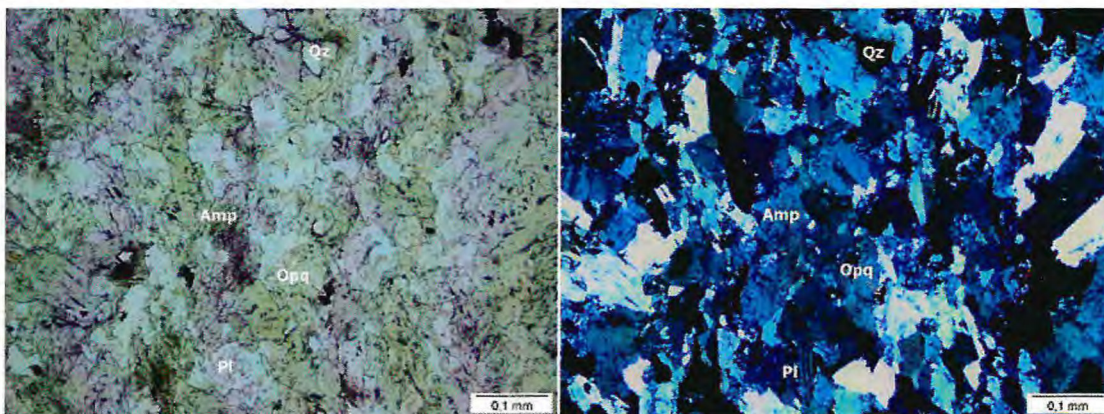
Figura 4.6 – A e B) Aspecto dos grãos subidioblásticos a xenoblástico, bem desenvolvidos e minerais opacos dispersos, luz natural polarizada (A) e luz ortoscópica (B); **C)** Microclina com dimensão superior a 5mm, apresentando contato irregular com os demais grãos e inclusões de quartzo e muscovita (luz ortoscópica); e **D)** Feldspato potássico parcialmente transformados em argilominerais, demonstrado por círculos tracejados (luz natural polarizada) (Kfs=Feldspato potássico; Ms=Muscovita; Bt=Biotita; Pl=Plagioclásio; Qz=Quartzo, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).



4.1.1.3 Anfibolito

Este litotipo é constituído essencialmente por anfibólio (50%) e plagioclásio (35%), e minerais acessórios representados por quartzo (7%), feldspato potássico (5%), muscovita e opacos (3%). Possui textura granoblástica de grãos que variam de médio a grosso (Figura 4.7).

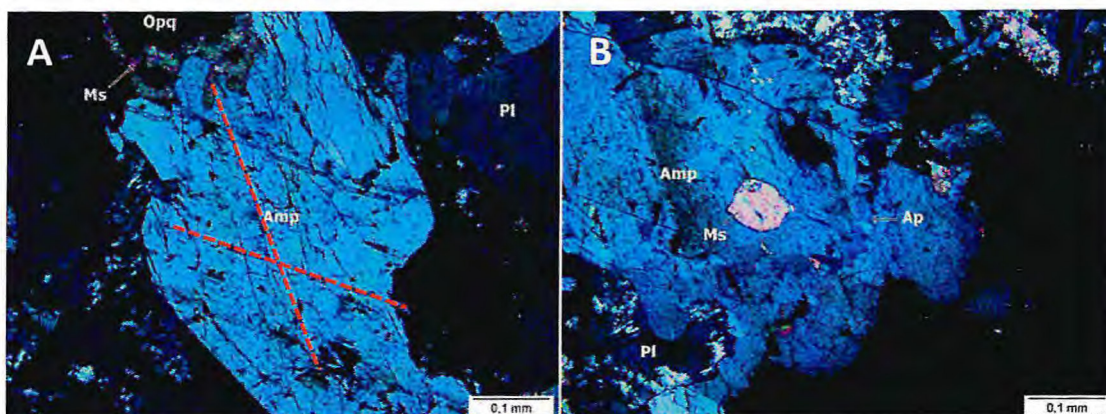
Figura 4.7 – Aspectos geral mostrando a textura granoblástica de granulação média a grossa, luz natural polarizada a esquerda e luz ortoscópica a direita (Amp=Anfibólio; Pl=Plagioclásio; Qz=Quartzo; Opq=Opacos, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).



Os prismas de anfibólio são subidioblásticos a xenoblástico, apresentando contatos retos a irregulares com os demais minerais constituinte da rocha. Possuem dimensões de até 10 mm e são bastante microfraturados. Exibe clivagens em duas direções (Figura 4.8 A), e apresentam birrefringência baixa com cores de 1ª ordem. A

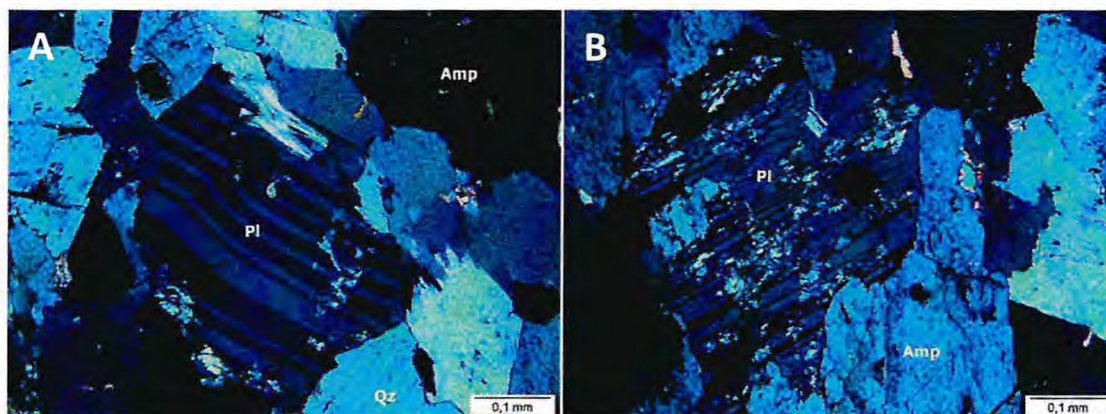
figura de interferência é biaxial de sinal positiva, podendo se tratar da antofilita. Por vezes é possível visualizar inclusões de pequenos grãos de muscovita e apatita em seu interior (Figura 4.8 B).

Figura 4.8 – **A)** Planos de clivagem do Anfibólio, demonstrado por linhas tracejadas e contatos entre demais cristais constituintes da rocha (luz ortoscópica); e **B)** Inclusão de muscovita e apatita em anfibólio (luz ortoscópica) (Amp=Anfibólio; Pl=Plagioclásio; Opq=Opacos; Ms=Muscovita; Ap=Apatita, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).



O plagioclásio está presente sob a forma de grãosubidioblásticos a xenoblásticos, possui contato reto a irregular com os demais minerais constituintes da rocha. Apresentam geminação polissintética do tipo lei da albita na maioria dos grãos existentes (Figura 4.9 A). Alguns grãos de plagioclásio apresentam-se alterados envolvendo o anfibólio (Figura 4.9 B).

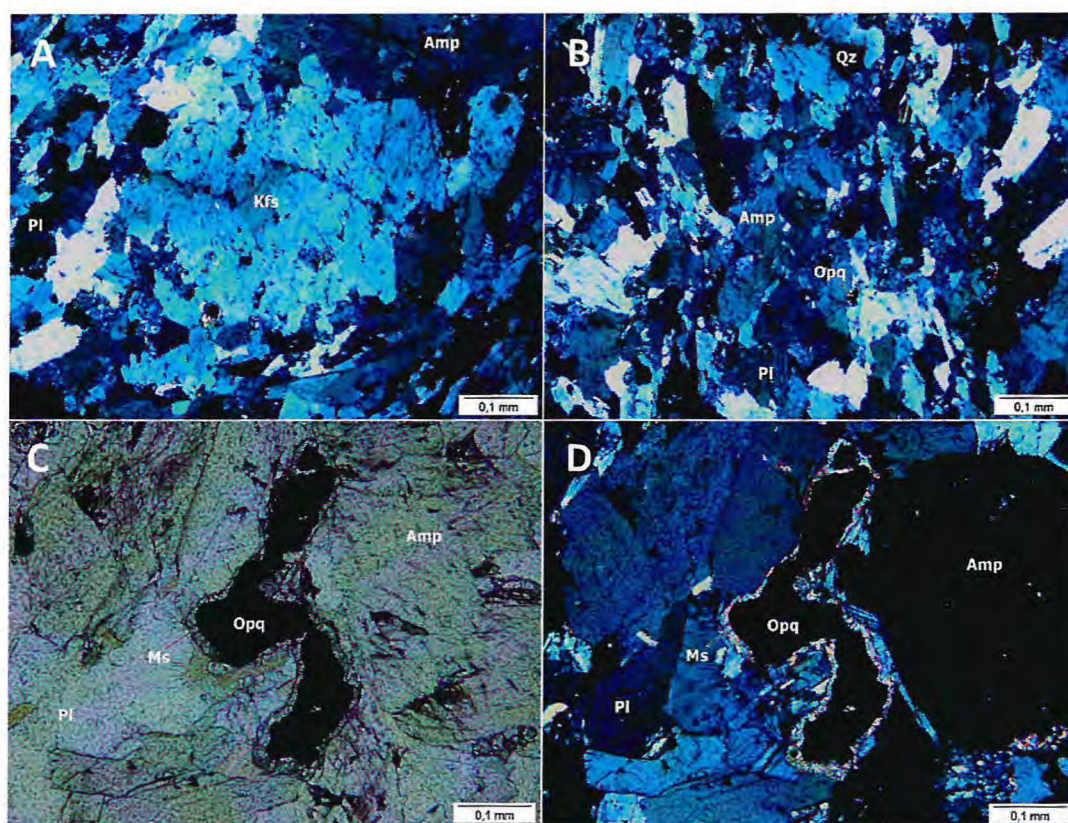
Figura 4.9 – **A)** Geminação do tipo lei da albita e deformação visível no plagioclásio (luz ortoscópica); e **B)** Plagioclásio em processo de alteração com anfibólio sobrecrecido (luz ortoscópica) (Amp=Anfibólio; Pl=Plagioclásio; Qz=Quartzo, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).



Os minerais acessórios são representados por quartzo, muscovita, feldspato potássico e minerais opacos. Grãos de feldspato potássico apresenta dimensões de até 2mm ocorrem sob forma subidioblástica a xenoblástica, também encontram-se

alterados e com microfraturas visíveis (Figura 4.10A). Os grãos de quartzo são xenoblásticos e possuem extinção ondulante (Figura 4.10 B). Os minerais opacos são xenoblásticos, bordados por aglomerados de diminutos grãos de sericita (Figura 4.10 C & D). As lamelas de sericita são xenoblásticas e parecem associadas aos minerais opacos, bordando sob a forma de produtos de alteração hidrotermal que se encontra nos espaços intergranulares.

Figura 4.10 – **A)** Porfiroblasto de feldspato potássico xenoblástico, microfraturado (luz ortoscópica); **B)** Aglomerados grãos de quartzo (menor que 0,1mm) em meio aos prismas de anfibólio (luz ortoscópica); e **C & D)** Minerais opacos bordados por aglomerados de diminutos grãos de muscovita, luz natural polarizada (C) e luz ortoscópica (D) (Amp=Anfibólio; Pl=Plagioclásio; Qz=Quartzo; Opq=Opacos; Kfs=Feldspato Potássico; Ms=Muscovita, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).



4.2.1 Granitos (NP3 □ 2i)

4.2.1.1 Sienogranito

Este litotipo é constituído por 42% de quartzo, 40% de feldspato potássico, 8% de plagioclásio, 6% de biotita e muscovita e 4% de minerais acessórios como apatita, zircão, titanita, epídoto e minerais opacos. Através da distribuição modal, o litotipo foi classificado como sendo um Sienogranito segundo Streckeisen (1976)

(Figura 4.11). Possui uma textura holocristalina, fanerítica de granulação média a grossa hipidiomórfica inequigranular (Figura 4.12).

Figura 4.11 – Classificação modal no diagrama QAPF apresentando um baixo valor da moda em plagioclásio e elevado de feldspato potássico, posicionando-o como Sienogranito. (Modificado de Streckeisen, 1976).

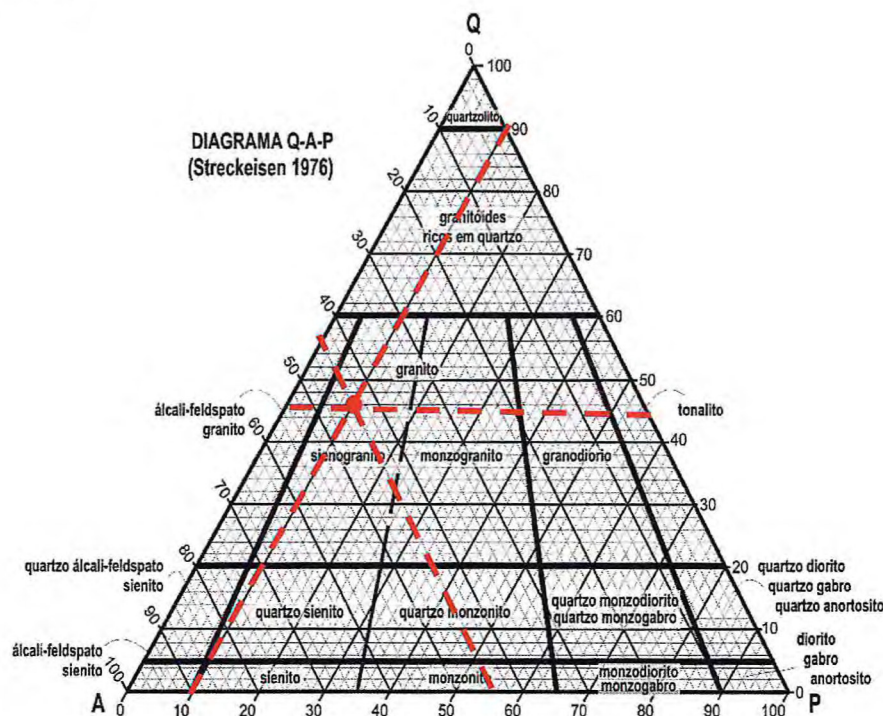
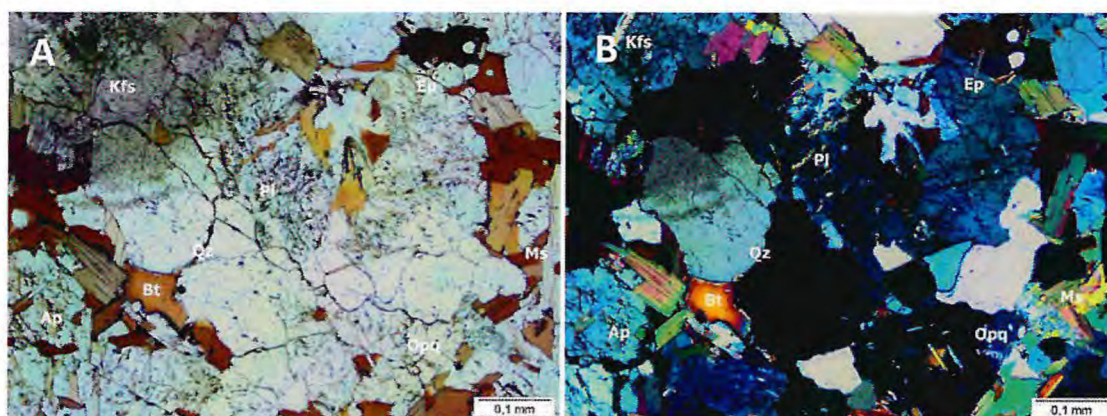


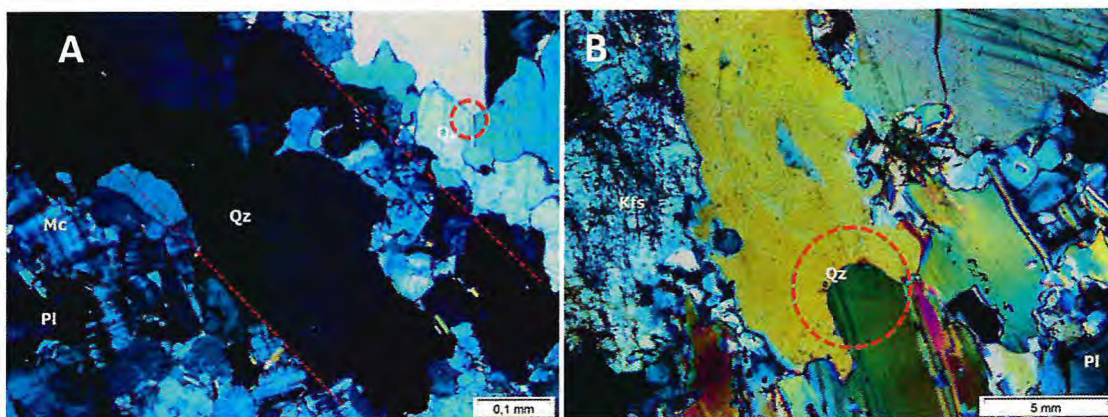
Figura 4.12 – **A**) Aspectos geral exibindo textura hipidiomórfica e inequigranular à luz natural polarizada; **& B**) Luz ortoscópica (Kfs=Feldspato potássico; Mc=Microclina; Bt=Biotita; Pl=Plagioclásio; Qz=Quartzo; Ms=Muscovita, Ap=Apatita; Opq=Minerais opacos; Ep=Epídoto, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).



Os grãos de quartzo são, na sua maioria, subidiomórficos aparentemente orientados (Figura 4.13 A). Apresentam extinção ondulante, dimensões de até 10 mm e frequentemente microfraturados. Os contatos entre grãos são irregulares (côncavo-

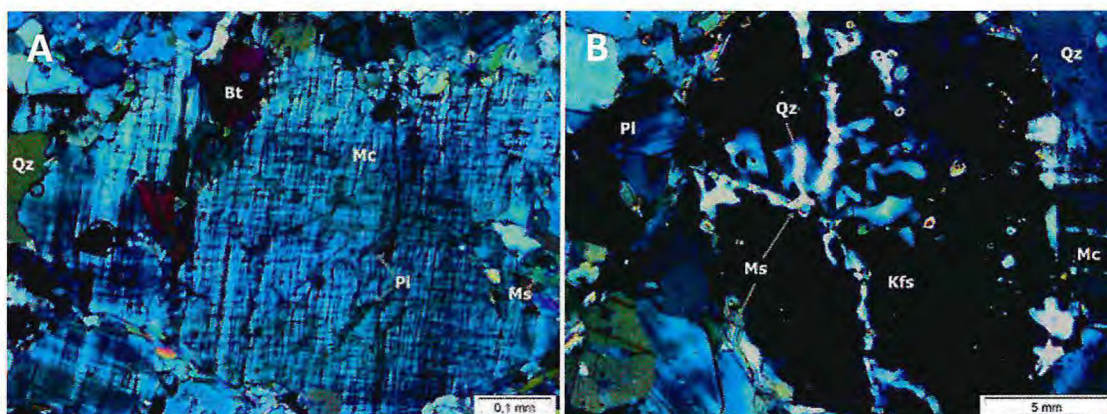
convexo) a angulares, apresentando por vezes contatos com ângulos de 120° , feições típicas de recristalização (Figura 4.13 A) e intercrescidos entre eles (Figura 4.13 B).

Figura 4.13 –A) Quartzo com extinção ondulante, aparentemente orientado (demonstradas por linhas tracejadas) com ângulos de 120° graus entre grãos de quartzo, evidenciando uma possível recristalização, demonstrada por círculo tracejado (luz ortoscópica); e **B)** Grãos de quartzo intercrescidos por círculo tracejado (luz ortoscópica) (Mc=Microclina; Pl=Plagioclásio; Qz=Quartzo; Ms=Muscovita; Kfs=Feldspato potássico, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).



Os grãos de feldspato potássico são subidiomórficos a xenomórficos, microfraturados com dimensões de até 10 mm. O contato com os demais minerais se apresentam-se de maneira irregular (serrilhados). Apresentam a geminação microclina e apresentam por vezes textura pertítica (intercrescimento de albita em microclina) (Figura 4.14 A). Pode apresentar inclusões de quartzo, muscovita e apatita (Figura 4.14 B).

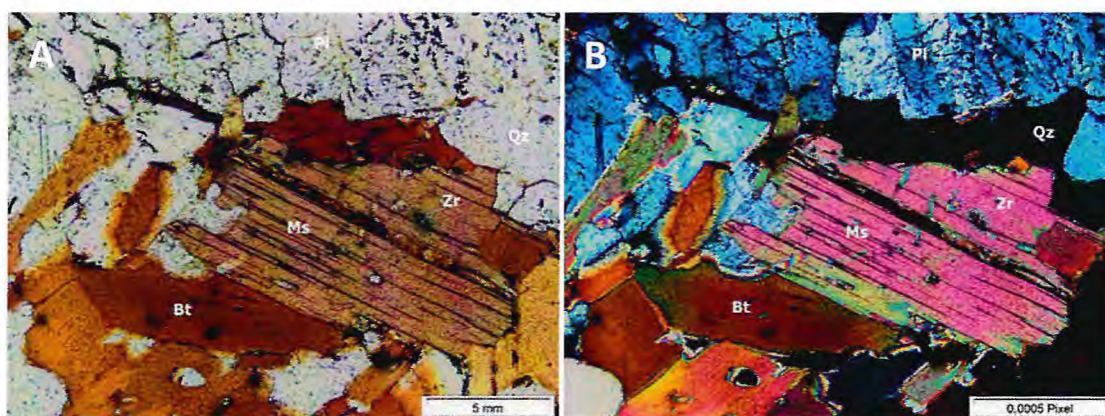
Figura 4.14 – A) Geminação “xadrez” da microclina e textura pertítica (luz ortoscópica); e **B)** Feldspato potássico apresentando preenchimento de microfratura por quartzo e muscovita (luz ortoscópica) (Bt=Biotita; Qz=Quartzo; Mc=Microclina; Pl=Plagioclásio; Ms=Muscovita, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).



O plagioclásio aparece em pequena quantidade, presentes em grãos tabulares subidiomórficos a xenomórficos, com dimensões de até 5mm. Apresenta geminação polissintética do tipo lei da albita e textura mimerquítica. Os contatos com os demais minerais são na grande maioria irregulares.

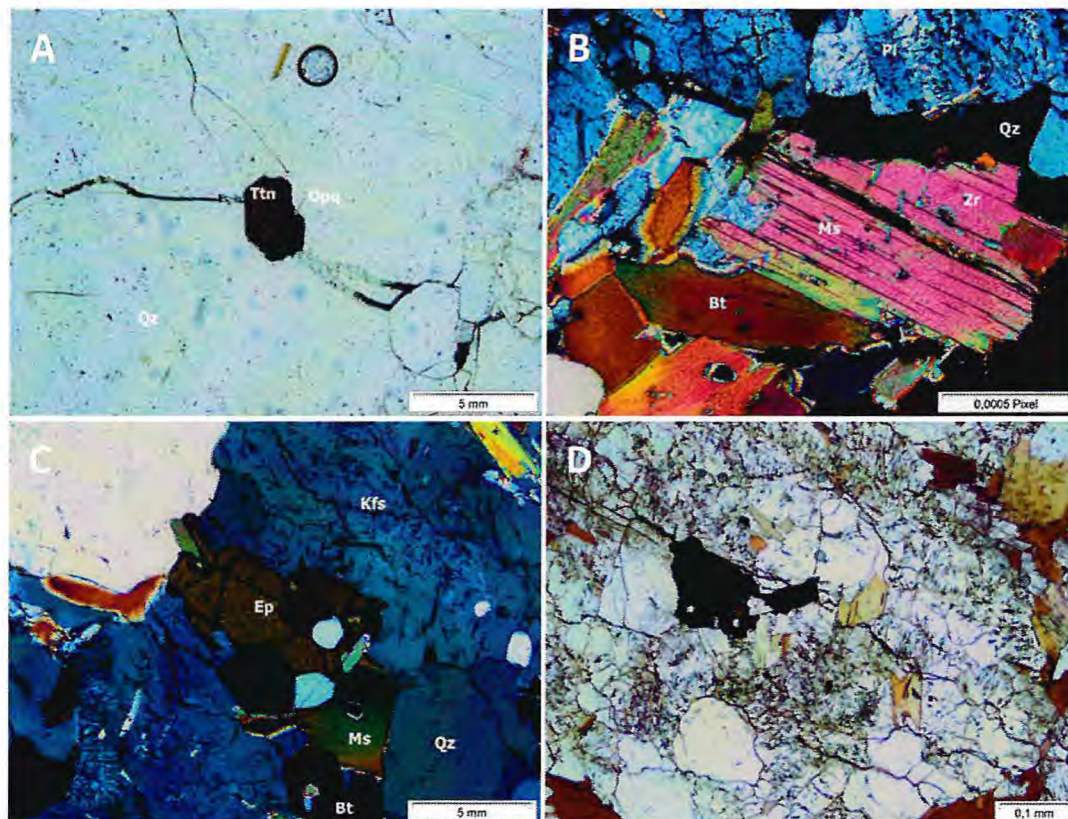
As lamelas de biotita e muscovita encontram-se geralmente orientadas. Estes minerais apresentam lamelas variando de idiomórfico a subidiomórfico (Figura 4.15), contatos irregulares a reto e apresentam dimensões aproximadamente até 7mm. A muscovita pode apresentar origem primária e secundária.

Figura 4.15 – A & B) Biotita com presença de halos pleocróicos, luz natural polarizada a esquerda e luz ortoscópica a direita (Bt=Biotita; Qz=Quartzo; Mc=Microclina; Pl=Plagioclásio; Ms=Muscovita; Zr=Zircão, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).



Os minerais acessórios são constituídos por titanita, apatita, zircão, epidoto e minerais opacos. A titanita é idiomórfica a subidiomórfica, apresenta relevo moderado, os contatos entre grãos são retos a irregular (Figura 4.16 A). A apatita aparece como inclusões nos principais constituintes das rochas, como o plagioclásio, quartzo e feldspato. Possuem forma prismática e contatos retos a sinuosos. O zircão aparece como inclusão em biotita, identificado por halos pleocróicos desenvolvidos. Possui relevo alto e hábito subidiomórfico (Figura 4.16 B). Os grãos de epidoto aparecem fraturados, com hábito subidiomórfico a xenomórfico (Figura 4.16 C) e possuem dimensões de até 6 mm. Os minerais opacos estão geralmente relacionados à liberação de ferro como fluido no ambiente, pois são encontrados nos contatos dos principais grãos existentes nas rochas analisadas (Figura 4.16 D).

Figura 4.16 – **A)** Titanita idiomórfica, apresentando contato reto com os demais grãos presentes na rocha, (luz natural polarizada); **B)** Zircão com halo pleocróico no interior da biotita alterada para muscovita (luz ortoscópica); **C)** Epídoto xenomórfico, bastante fraturado com inclusões de quartzo em seu interior (luz ortoscópica); e **D)** Minerais opacos em meio a matriz granoblástica (luz natural polarizada); (Ttn= Titanita; Bt= Biotita; Qz= Quartzo; Mc= Microclina; Pl= Plagioclásio; Ms= Muscovita; Kfs= Feldspato potássico; Ep= Epídoto, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).



4.2.1.2 Monzogranito

Este litotipo é constituído por 48% de quartzo, 25% de plagioclásio, 22% de feldspato potássico, 7% de muscovita, 5% de biotita e 4% de minerais acessórios como titanita, apatita, clorita, granada, zircão e opacos. Por meio da distribuição modal, o litotipo foi classificado como sendo um Monzogranito no diagrama QAPF, segundo Streckeisen (1976) (Figura 4.17). Possui uma textura holocristalina, fanerítica de granulação média a grossa hipidiomórfica inequigranular (Figura 4.18).

Figura 4.17 – Classificação no diagrama QAPF apresentando distribuição modal relativamente próxima entre plagioclásio e feldspato potássico, situando o litotipo como Monzogranito (Modificado de Streckeisen, 1976).

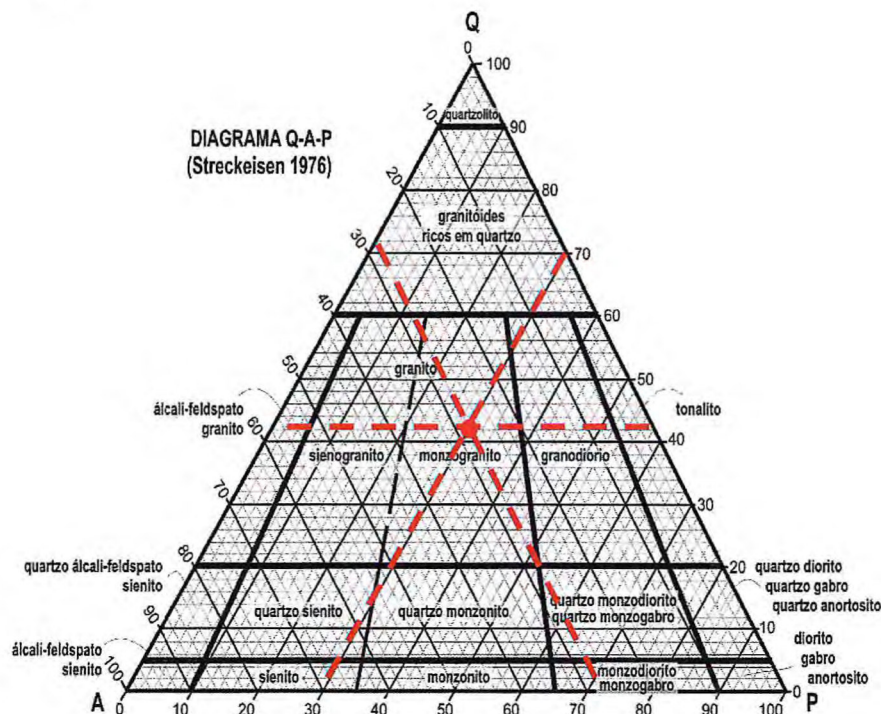
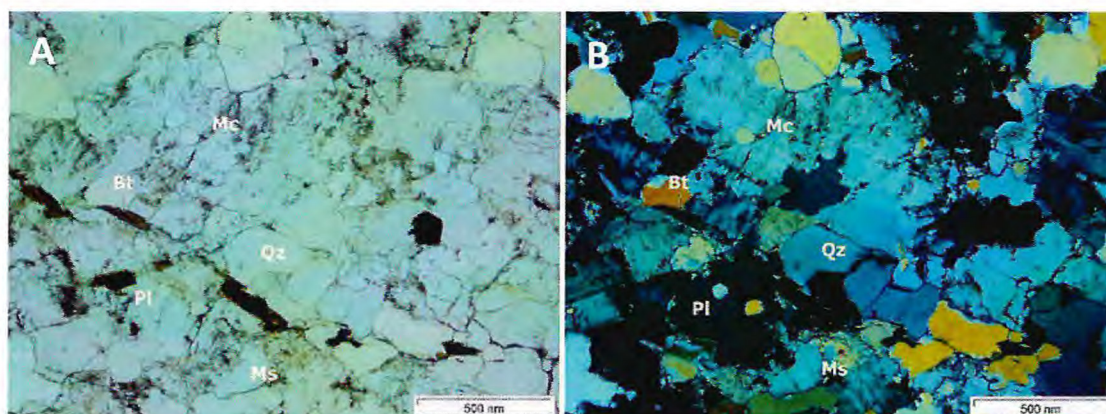
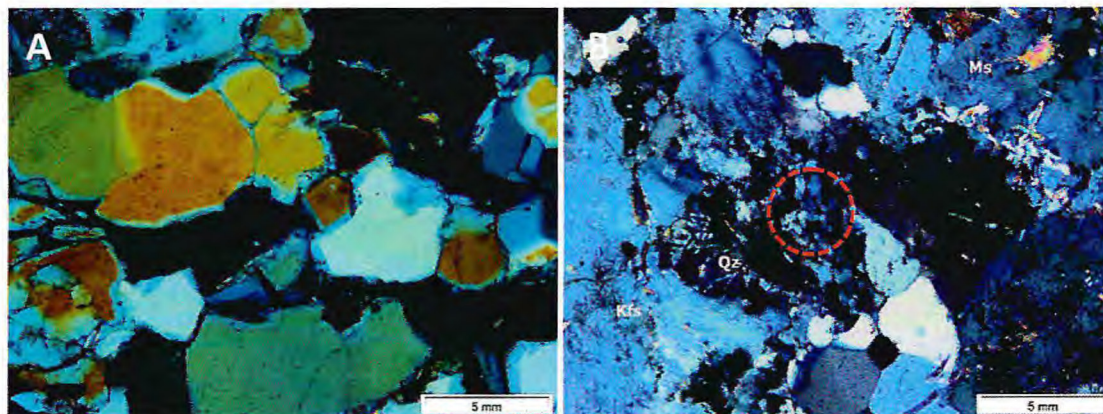


Figura 4.18 – A) Aspectos geral mostrando a textura de granulação média a grossa hipidiomórfica e ineigranular à luz natural polarizada; & B) Luz ortoscópica (Mc=Microclina; Bt=Biotita; Pl=Plagioclásio; Qz=Quartzo; Ms=Muscovita, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).



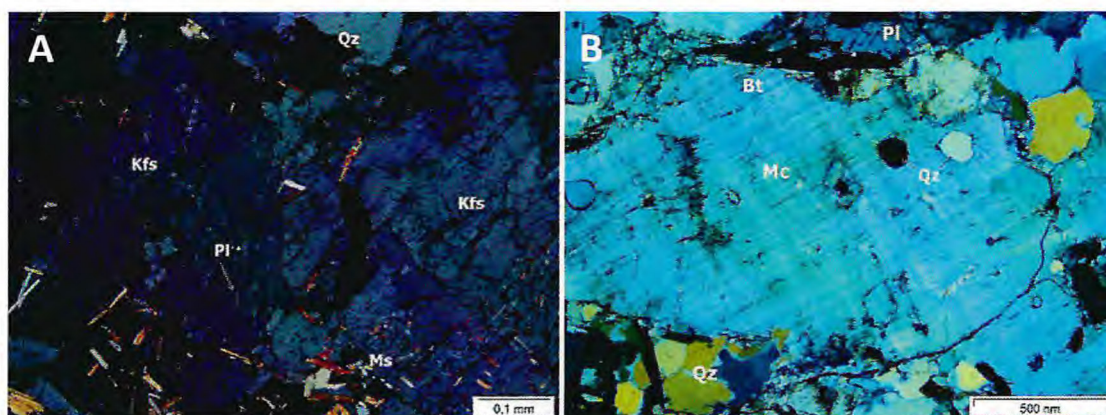
Os cristais de quartzo são subidiomórficos, com dimensões de até 1mm (Figura 4.19 A). Apresentam contatos irregulares a angulares, muitas vezes côncavo-convexos (sinuosos). Por vezes exibem intercrescimento mimerquítico (intercrescimento do quartzo no plagioclásio) como também são reconhecidos como agregados poligonais (Figura 4.19 B).

Figura 4.19 – **A)** Grãos de quartzo tendendo a poligonização (luz ortoscópica); e **B)** Textura mimerquítica, identificado por círculo tracejado (luz ortoscópica) (Qz=Quartzo; Kfs=Feldspato potássico; Ms=Muscovita, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).



O feldspato potássico apresenta-se em grãos subidiomórfico a xenomórfico, com dimensões de até 4mm. Possuem contatos angulares a irregulares (serrilhado) com os demais minerais, por vezes alterados e apresentando inclusões de pequenas lamelas de muscovita (Figura 4.20 A). Apresenta textura pertítica (intercrescimento do plagioclásio no feldspato potássico), geminação em “xadrez” (composição da geminação Lei da Albita + Geminação Periclina) (Figura 4.20 B) e frequentemente microfraturados.

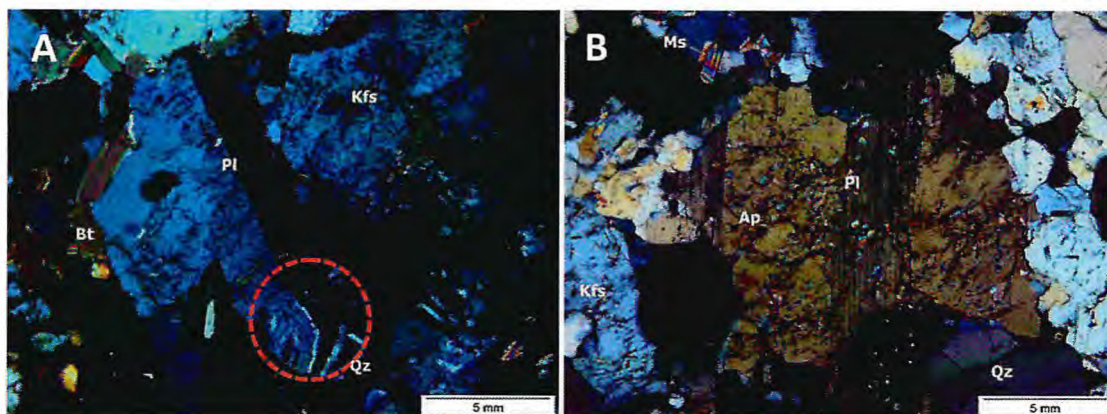
Figura 4.20 – **A)** Textura pertítica no feldspato potássico contendo algumas inclusões de pequenas lamelas de muscovita (luz ortoscópica); e **B)** Microclina com geminação em “xadrez” e inclusões de quartzo (luz ortoscópica) (Mc=Microclina; Qz=Quartzo; Kfs=Feldspato potássico; Ms=Muscovita; Pl=Plagioclásio; Bt=Biotita, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).



Os grãos de plagioclásio apresentam, em sua maioria, dimensões de até 15mm, são subidiomórficos e mostram contatos serrilhados à angulares com os demais minerais. Apresentam inclusões de pequenas lamelas de muscovita e apatita. Exibe

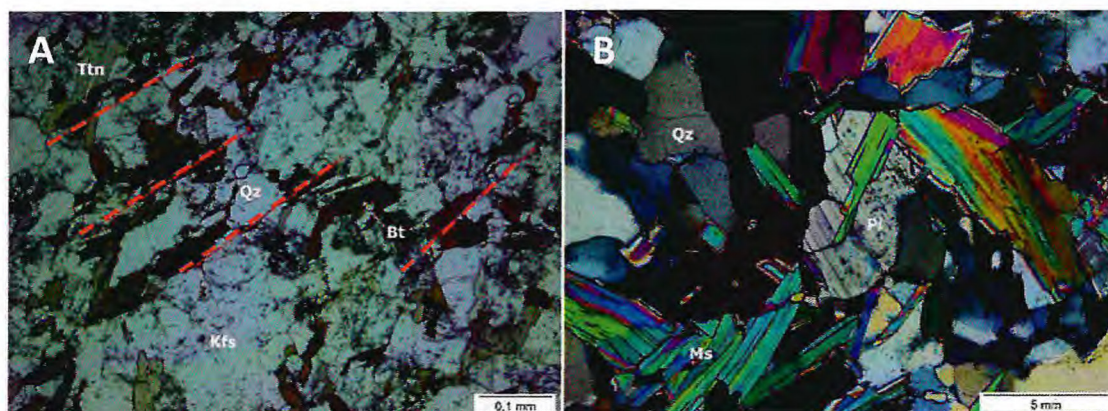
geminção do tipo carlsbad, paralela à clivagem (Figura 4.21 A) e polissintética segundo lei da albita (Figura 4.21 B).

Figura 4.21 – **A)** Plagioclásio com geminação carlsbad com textura mimerquítica, identificado pelo círculo tracejado (luz ortoscópica); e **B)** Plagioclásio com geminação polissintética segundo a lei de albita apresentando inclusões pequenas de muscovita e apatita (luz ortoscópica) (Pl=Plagioclásio; Ms=Muscovita; Kfs=Feldspato potássico; Qz=Quartzo; Ap=Apatita, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).



Biotita e muscovita são encontradas em lamelas subidiomórficas orientadas com dimensões de até 0,5mm, mostrando contatos retilíneos ou serrilhado com outros minerais (Figura 4.22 A). Alguns grãos de biotita mostram-se, por vezes, totalmente substituídos pelo processo de muscovitização (biotita alterando para muscovita) e cloritização (biotita alterando para clorita). Ambos os processos são evidenciados pelo crescimento da muscovita e clorita, respectivamente, a partir dos planos de clivagem da biotita. As lamelas de muscovita quando primárias exibem hábito tabular (Figura 4.22 B).

Figura 4.22 – **A)** Orientação incipiente da biotita, demonstrada pelas linhas tracejadas (luz natural polarizada); & **B)** Muscovita com hábito tabular, com alguma deformação (luz ortoscópica) (Bt=Biotita; Ms=Muscovita; Chl=Clorita; Ttn=Titanita, Kfs=Feldspato potássico; Qz=Quartzo, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).



MAPEAMENTO GEOLÓGICO DE UMA PORÇÃO INSERIDA NO DISTRITO PEGMATÍTICO
SOLONÓPOLE-QUIXERAMOBIM A NORESTE DO MUNICÍPIO DE SOLONÓPOLE – CE.

Os minerais acessórios são representados pela titanita, apatita, zircão, clorita, granada e opacos. Os grãos de titanita ocorrem em porções significativas em algumas rochas (Figura 4.22 A). Possuem dimensões de até 1 mm e hábito subidiomórfico (Figura 4.23 A). A apatita aparece na forma prismática, idiomórfica a subidiomórfica, e está presente em praticamente todas as rochas analisadas como inclusões nos minerais constituintes da rocha (Figura 4.23 B). O zircão é incolor, apresenta dimensão aproximadamente 0,15mm e possui alto relevo (Figura 4.23C). Os grãos de granada são subidiomórficos e encontram-se fraturados (Figura 4.23 D). A clorita presente na rocha é produto de processo da alteração da biotita e apresentam-se em pequenas quantidades na rocha (Figura 4.23 E & F). Os minerais opacos apresentam-se, em grande maioria, xenomórficos disseminados ao longo das seções.

Figura 4.23 – **A)** Grão de titanita apresentando hábito subidiomórfico com contatos irregulares com os demais minerais (luz natural polarizada); **B)** Inclusão de pequenos prismas de apatita no feldspato potássico (luz ortoscópica); **C)** Zircão com dimensão aproximadamente 0,15 mm, apresentando alto relevo (luz natural polarizada); **D)** Grãos de granada fraturados (luz natural polarizada); e **E&F)** Processo de alteração da biotita para clorita, (luz natural polarizada e luz ortoscópica, E & F respectivamente) (Ttn=Titanita; Bt=Biotita; Qz=Quartzo; Ap=Apatita; Kfs=Feldspato potássico; Zr=Zircão; Chl=Clorita; Granada=Grt; Pl=Plagioclásio; Mc=Microclina, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).

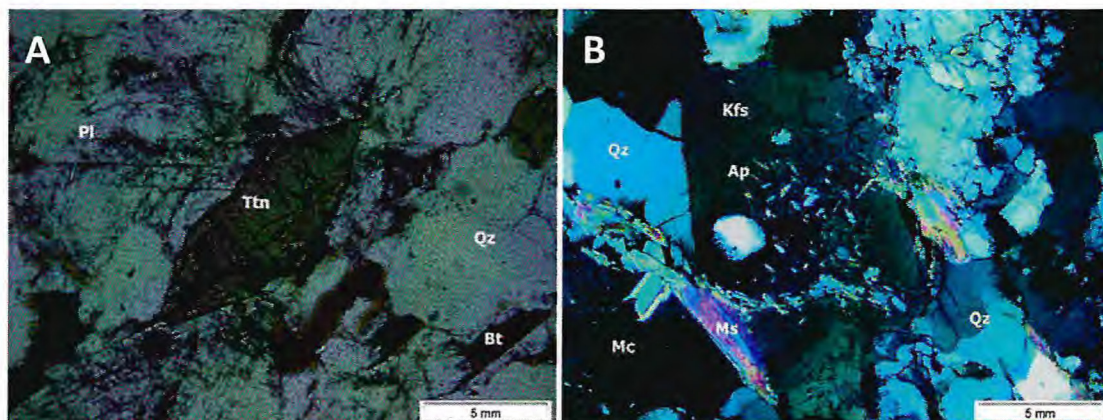
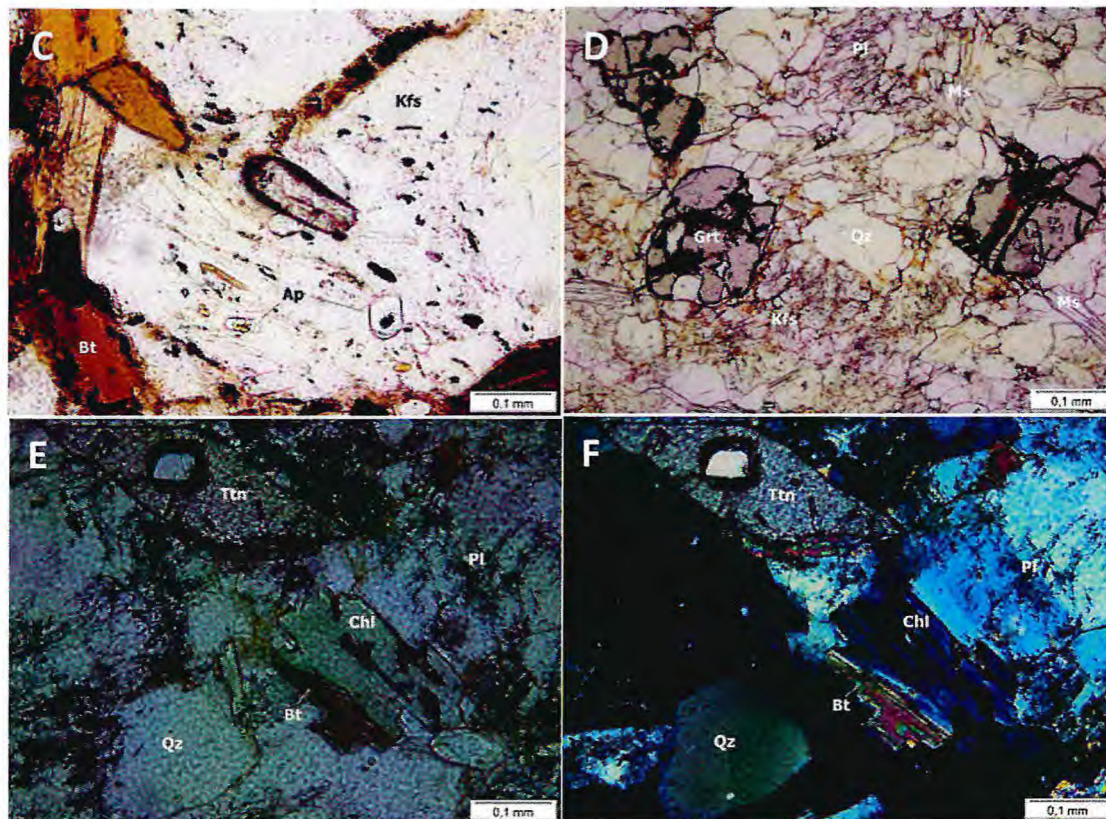


Figura 4.23 – **A)** Grão de titanita apresentando hábito subidiomórfico com contatos irregulares com os demais minerais (luz natural polarizada); **B)** Inclusão de pequenos prismas de apatita no feldspato potássico (luz ortoscópica); **C)** Zircão com dimensão aproximadamente 0,15 mm, apresentando alto relevo (luz natural polarizada); **D)** Grãos de granada bastante fraturados e alterados (luz natural polarizada); e **E&F)** Processo de alteração da biotita para clorita, (luz natural polarizada e luz ortoscópica, E & F respectivamente) (Ttn=Titanita; Bt=Biotita; Qz=Quartzo; Ap=Apatita; Kfs=Feldspato potássico; Zr=Zircão; Chl=Clorita; Granada=Grt; Pl=Plagioclásio; Mc=Microclina, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).



4.2.1.3 Granodiorito

Este litotipo é constituído por 48% de plagioclásio, 45% de quartzo, 18% de biotita e muscovita, 7% de feldspato potássico e 2% de minerais acessórios como apatita, zircão, titanita e opacos. A análise da distribuição modal mineral, deste litotipo leva a classificação de granodiorito no diagrama QAPF, segundo Streckeisen (1976) (Figura 4.24). Este tipo apresenta uma textura holocristalina, afanítica de granulação variando de fina a grossa e hipidiomórfica e inequigranular. As amostras estudadas representativas deste grupo, possuem granulação entre fina a média (Figura 4.25), marcadas por uma foliação conferida pela orientação de minerais micáceos.

MAPEAMENTO GEOLÓGICO DE UMA PORÇÃO INSERIDA NO DISTRITO PEGMATÍTICO
 SOLONÓPOLE-QUIXERAMOBIM A NORESTE DO MUNICÍPIO DE SOLONÓPOLE – CE.

Figura 4.24 – Classificação modal no diagrama QAPF apresentando um elevado valor da moda em plagioclásio e baixa de feldspato potássico, posicionando-o como granodiorito (Modificado de Streckeisen, 1976).

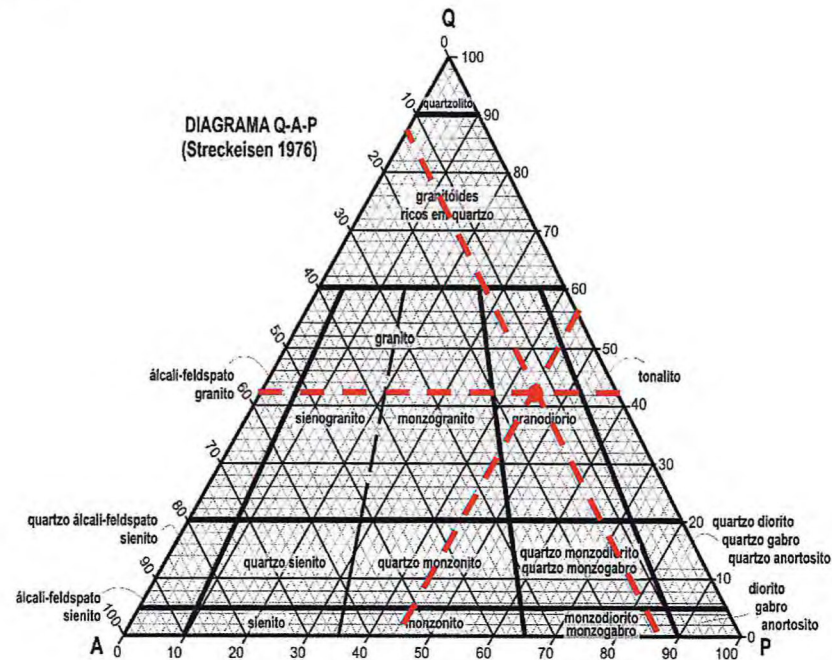
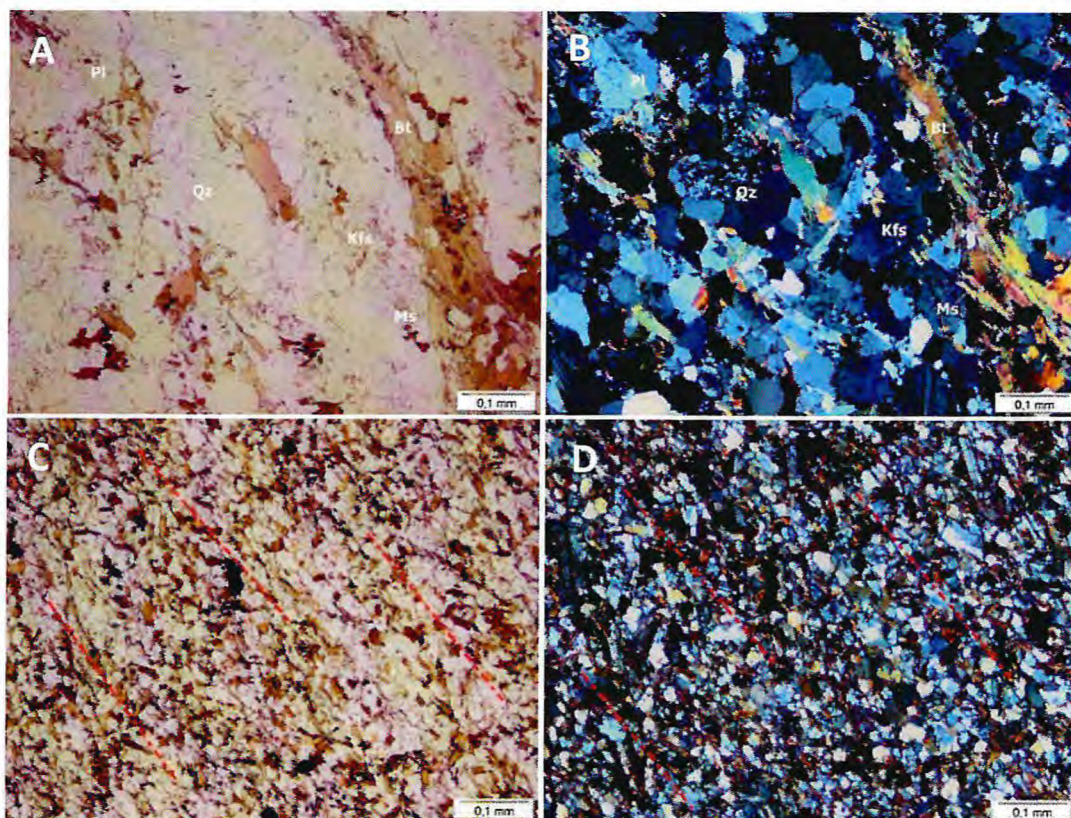


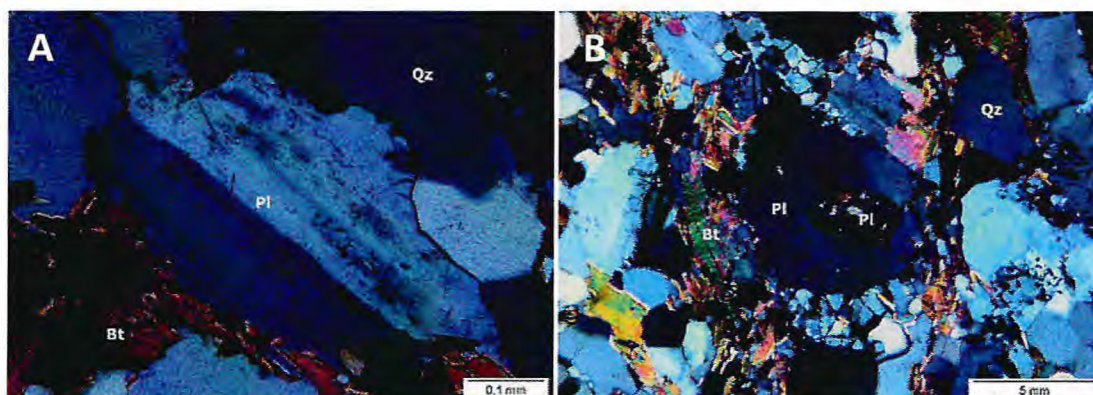
Figura 4.25 – A e B) Aspecto geral da textura hipidiomórfica inequigranular, luz natural polarizada a esquerda e luz ortoscópica a direita. C e D) Aspecto geral da textura hipidiomórfica equigranular, luz natural polarizada a esquerda e luz ortoscópica a direita. Ambas com orientação preferencial de minerais micáceos (demonstrada por linha tracejada) (Bt=Biotita; Pl=Plagioclásio; Qz=Quartzo; Kfs=Feldspato Potássico; Ms=Muscovita, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).



As dimensões dos grãos das duas amostras coletadas são diferenciadas, uma amostra apresenta tamanhos que variam de 0,1mm até 1mm e outra menor que 0,1mm (Figura 4.25 A & B).

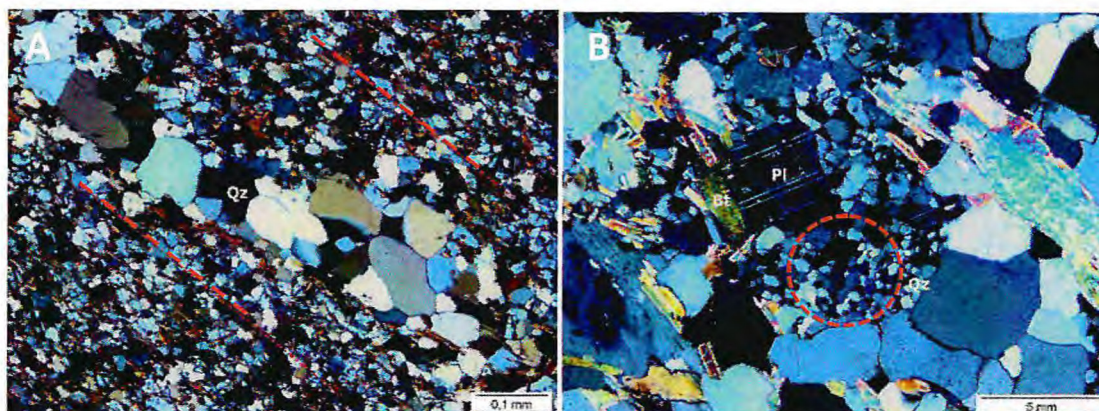
Os grãos de plagioclásio possuem forma subdiomórfica a xenomórfica, de contatos que variam de irregulares a reto (Figura 4.26 A). Apresentam geminação do tipo carlsbad e polissintética segundo lei da albita (Figura 4.26 A). Possuem inclusões de biotita em alguns grãos (Figura 4.26 B).

Figura 4.26 –A) Contato dos grãos de plagioclásio e geminação do tipo carlsbad (luz ortoscópica); e B) Inclusões de plagioclásio e biotita em grão de plagioclásio (luz ortoscópica) (Qz=Quartzo; Pl=Plagioclásio; Bt=Biotita, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).



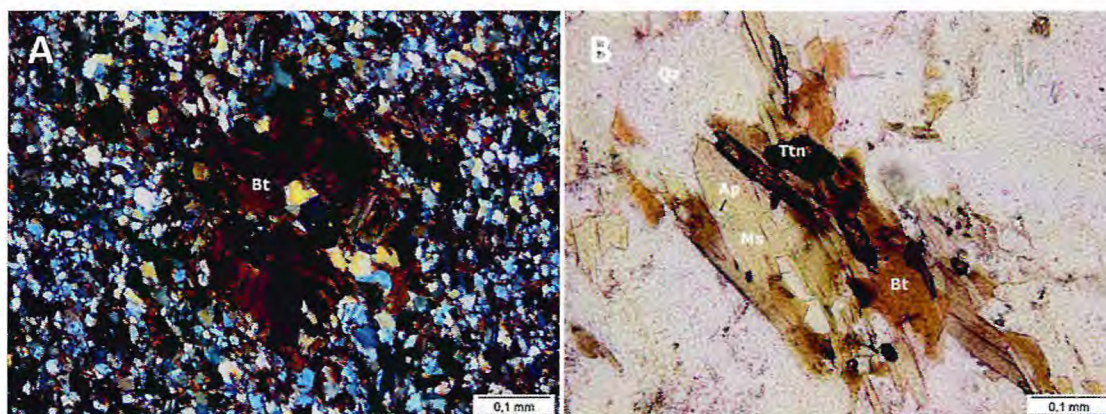
O quartzo encontra-se, na grande maioria, com forma xenomórfico, com contatos que variam de reto a côncavo-convexo. Sua matriz apresenta granulação fina com grãos de quartzo com dimensões de até 0,5mm (Figura 4.27 A). A maioria dos grãos apresenta-se recristalizados (Figura 4.27 B).

Figura 4.27 –A) Quartzo em meio a uma matriz com grãos de dimensões inferiores a 0,1 mm (luz ortoscópica); e B) Aglomerado de grãos de quartzo recristalizados e plagioclásio (luz ortoscópica) (Qz=Quartzo; Pl=Plagioclásio; Bt=Biotita; Ms=Muscovita, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).



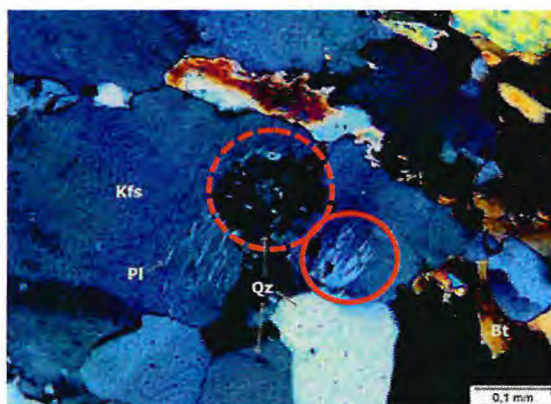
Os grãos de biotita e muscovita possuem forma subdiomórfica. O contato entre grãos varia de irregular a reto. As dimensões podem chegar até 0,5mm, na rocha de granulação fina (Figura 4.28 A). Apresentam-se orientados em ambas as rochas coletadas e analisadas. É possível identificar algumas alterações das lamelas de biotita para muscovita, apresentando também alterações para titanita associadas a biotita e inclusões de apatita (Figura 4.28 B).

Figura 4.28 – A) Lamelas de biotita orientados (luz ortoscópica); e B) Titanita associada a biotita e inclusão de apatita na muscovita (luz natural polarizada) (Qz=Quartzo; Ttn=Titanita; Bt=Biotita; Ms=Muscovita; Ap=Apatita, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).



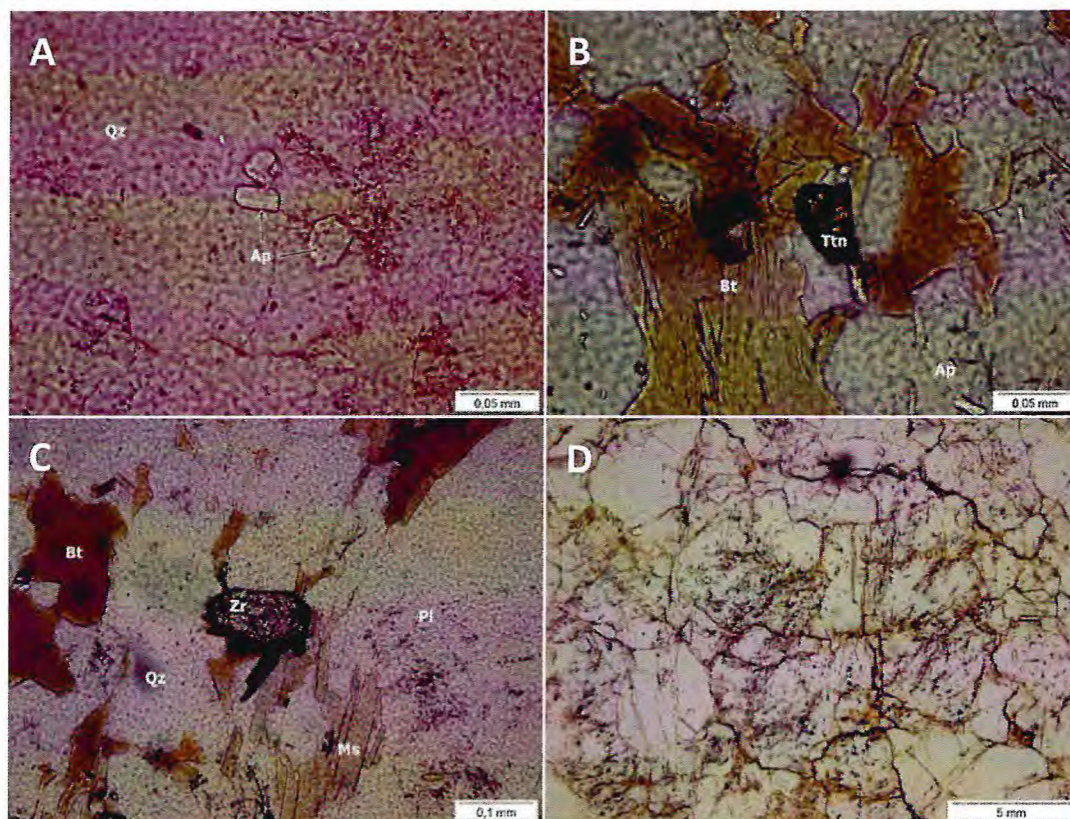
O feldspato potássico aparece em pequena quantidade. Seus grãos são geralmente xenomórficos de contato irregular. Apresenta intercrescimento pertítico (intercrescimento do plagioclásio no feldspato potássico) e também apresentam plagioclásio incluso no feldspato potássico, mostrando um intercrescimento mimerquítico. A dimensão destes grãos pode atingir 1mm (Figura 4.29).

Figura 4.29 – Feldspato potássico apresentando intercrescimento pertítico (círculo com linha contínua) e intercrescimento mimerquítico do plagioclásio no feldspato potássico (círculo com linha tracejada) (luz ortoscópica) (Kfs=Feldspato potássico; Pl=Plagioclásio; Qz=Quartzo, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).



Os minerais acessórios são representados pela apatita, titanita, zircão e minerais opacos. A apatita apresenta forma prismática e ocorre como inclusão nos minerais principais da rocha (Figura 4.30 A). A titanita apresenta-se associado com a biotita e possui forma subdiomórfica (Figura 4.30 B). O zircão possui relevo alto e apresenta-se como inclusão na biotita (Figura 4.30 C). Os minerais opacos existentes são representados por argilominerais que apresentam-se como preenchimento de microfraturas entre grãos (Figura 4.30 D).

Figura 4.30 –A) Forma prismática da apatita (luz natural polarizada); B) Titanita como produto de alteração da biotita (luz natural polarizada); C) Zircão apresentando relevo alto e halo pleocróico (luz natural polarizada); e D) Argilominerais preenchendo microfraturas entre grãos (luz natural polarizada) (Qz=Quartzo; Ap=Apatita; Ttn=Titanita; Bt=Biotita; Zr=Zircão; Pl=Plagioclásio, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).

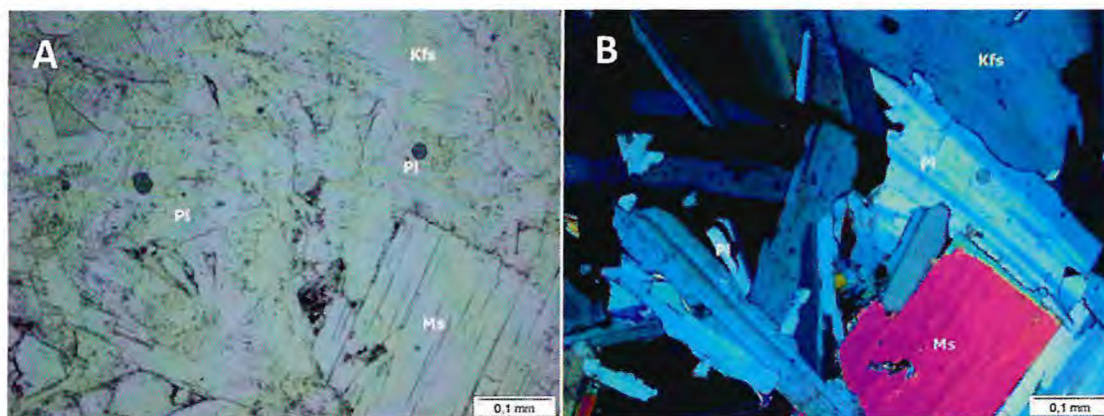


4.3.1 Pegmatitos

Este litotipo é constituído por plagioclásio, quartzo, feldspato potássico, muscovita, turmalina e minerais acessórios como opacos e apatita. Em alguns pegmatitos a turmalina aparece em grande quantidade como principais constituintes. Os

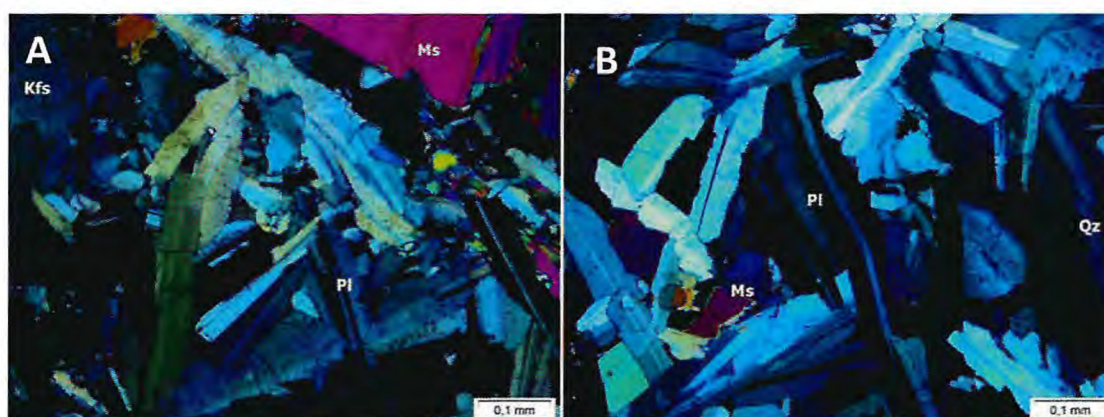
pegmatitos apresentam uma textura holocristalina, fanerítica de granulação grossa hipidiomórfica inequigranular (Figura 4.31).

Figura 4.31 – A) Aspectos geral mostrando a textura holocristalina, fanerítica de granulação média a grossa hipidiomórfica inequigranular à luz natural polarizada; & B) Luz ortoscópica (Pl=Plagioclásio; Kfs=Feldspato potássico; Ms=Muscovita, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).



Os grãos de plagioclásios são subidiomórficos. Seus contatos, na grande maioria, são retos com os demais minerais constituintes da rocha. Praticamente todos os grãos apresentam geminação polissintética do tipo lei da albita (Figura 4.32). Através do método Michel Levy, foi possível determinar a composição do plagioclásio existente no pegmatito. **Foram analisados onze grãos de plagioclásio os quais resultaram em An₄₄ (andesina).**

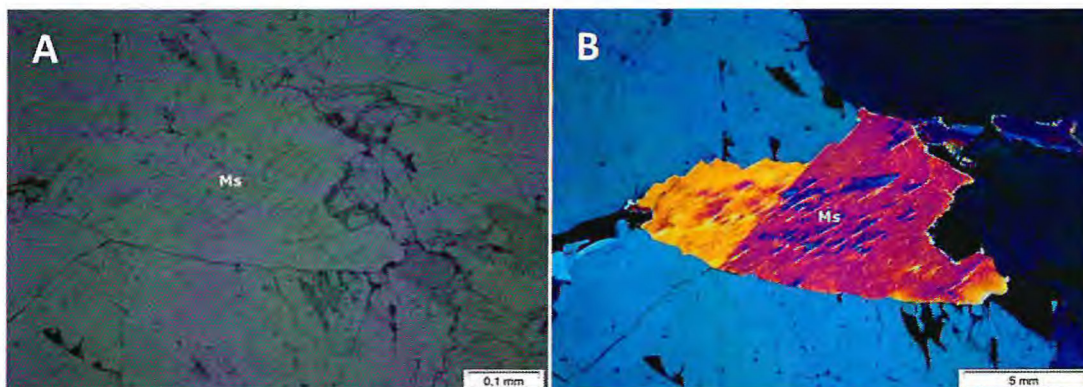
Figura 4.32– A & B) Plagioclásio com geminação polissintética do tipo lei da albita (luz ortoscópica) (Pl=Plagioclásio; Kfs=Feldspato potássico; Qz=Quartzo Ms=Muscovita, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).



As lamelas de muscovita são subidiomórficas apresentam contatos retos. Na sua maioria apresentam dimensões de até 0,1 mm, preenchendo espaços entre os grãos

de plagioclásio. Lamelas maiores com dimensões de até 10 mm são menos frequentes (Figura 4.33).

Figura 4.33 – A) Muscovita com dimensão de aproximadamente 10 mm à luz natural polarizada; & B) Luz ortoscópica (Pl=Plagioclásio; Kfs=Feldspato potássico; Ms=Muscovita, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).

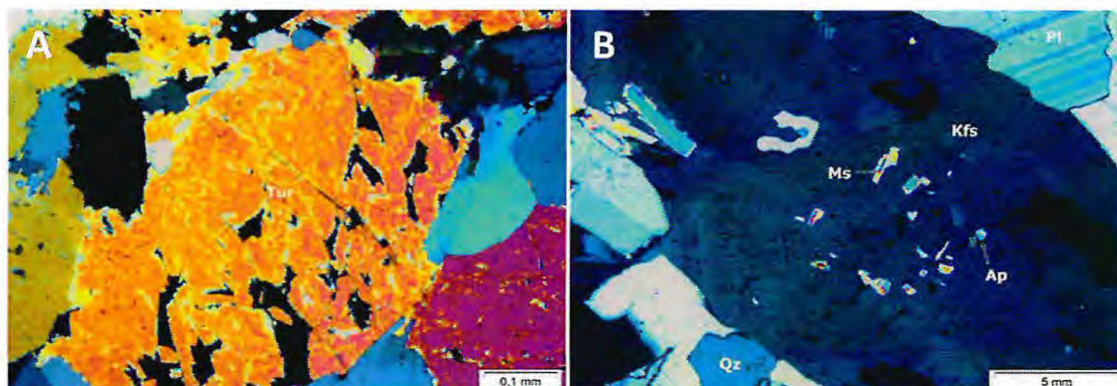


O quartzo e feldspato potássico são subidiomórficos a xenomórficos. O quartzo por vezes, apresenta-se com dimensão de até 4mm com extinção ondulante. O feldspato potássico apresenta-se bastante alterado, microfraturado e com inclusões de pequenas lamelas de muscovita e apatita.

Os cristais de turmalina são idiomórficos a subidiomórficos, apresentam contatos retos a irregulares e possui dimensões até 5 mm (Figura 4.34 A).

Os minerais acessórios correspondem a opacos e apatita. Os opacos são subidiomórficos a xenomórficos e aparecem como inclusões. Apresentam contatos irregulares e dimensões até 1 mm. A apatita ocorre como pequenas inclusões no feldspato potássico e possuem forma prismática (Figura 4.34 B).

Figura 4.34 – A) Turmalina apresentando dimensões superiores a 1mm (luz ortoscópica); e B) Apatita como inclusão no feldspato potássico (luz ortoscópica) (Pl=Plagioclásio; Kfs=Feldspato potássico; Ms=Muscovita, segundo abreviações de Whitney *et al.* 2010).



CAPÍTULO 5
GEOLOGIA ESTRUTURAL

5. GEOLOGIA ESTRUTURAL

5.1. Introdução

Em afloramento foram observadas estruturas resultantes de deformações de carácter dúctil e rúptil em alguns dos litotipos encontrados, tais feições podem ser classificadas em planares ou lineares. As estruturas visualizadas englobam características como foliação, lineação, estruturas rúpteis tardias e zonas de cisalhamento que afetam vários litotipos, estendendo-se por uma grande área.

5.2 Estruturas Dúcteis

5.2.1 Elementos planares

As estruturas planares presentes na área correspondem à foliação no metatexito, caracterizado pelo seu bandamento composicional e uma foliação magmática no granito, caracterizada visualmente pelo alinhamento de minerais micáceos.

A foliação S_n é caracterizada pela foliação regional principal do Complexo Acopiara e granitos existentes na região, onde seus planos estão dispostos preferencialmente com direção NE-SW com mergulho para NW-SE (Figura 5.1). É marcada também pelo alinhamento preferencial de minerais micáceos presentes nos granitos, que são resultantes do fluxo magmático durante a instalação dos corpos graníticos (Figura 5.2 A), e pelo bandamento migmatizado (metatexito), caracterizado por faixas (melanossoma e leucossoma) de composições mineralógicas diferentes (Figura 5.2 B).

A foliação S_{n-1} é definido por dobras e frequentemente transposta que tende a se posicionar paralelamente a S_n . Seus planos estão dispostos com direção NW-SE com mergulho para NE-SW (Figura 5.1 B e 5.2 A).

MAPEAMENTO GEOLÓGICO DE UMA PORÇÃO INSERIDA NO DISTRITO PEGMATÍTICO
 SOLONÓPOLE-QUIXERAMOBIM A NORESTE DO MUNICÍPIO DE SOLONÓPOLE – CE.

Figura 5.1 – **A)** Diagrama de contorno para os migmatitos e granitos aflorantes na região, os quais apresentam as concentrações dos planos de foliação a partir de seus polos, identificando uma orientação preferencial regional (S_n), onde seus planos estão dispostos a uma direção para NE-SW (27 medidas realizadas); **B)** Orientação dos metatexitos (27 medidas realizadas), apresentando orientação preferencial NW-SE; **& C)** Orientação dos minerais micáceos dos corpos graníticos (19 medidas realizadas), preferencialmente para NE-SW.

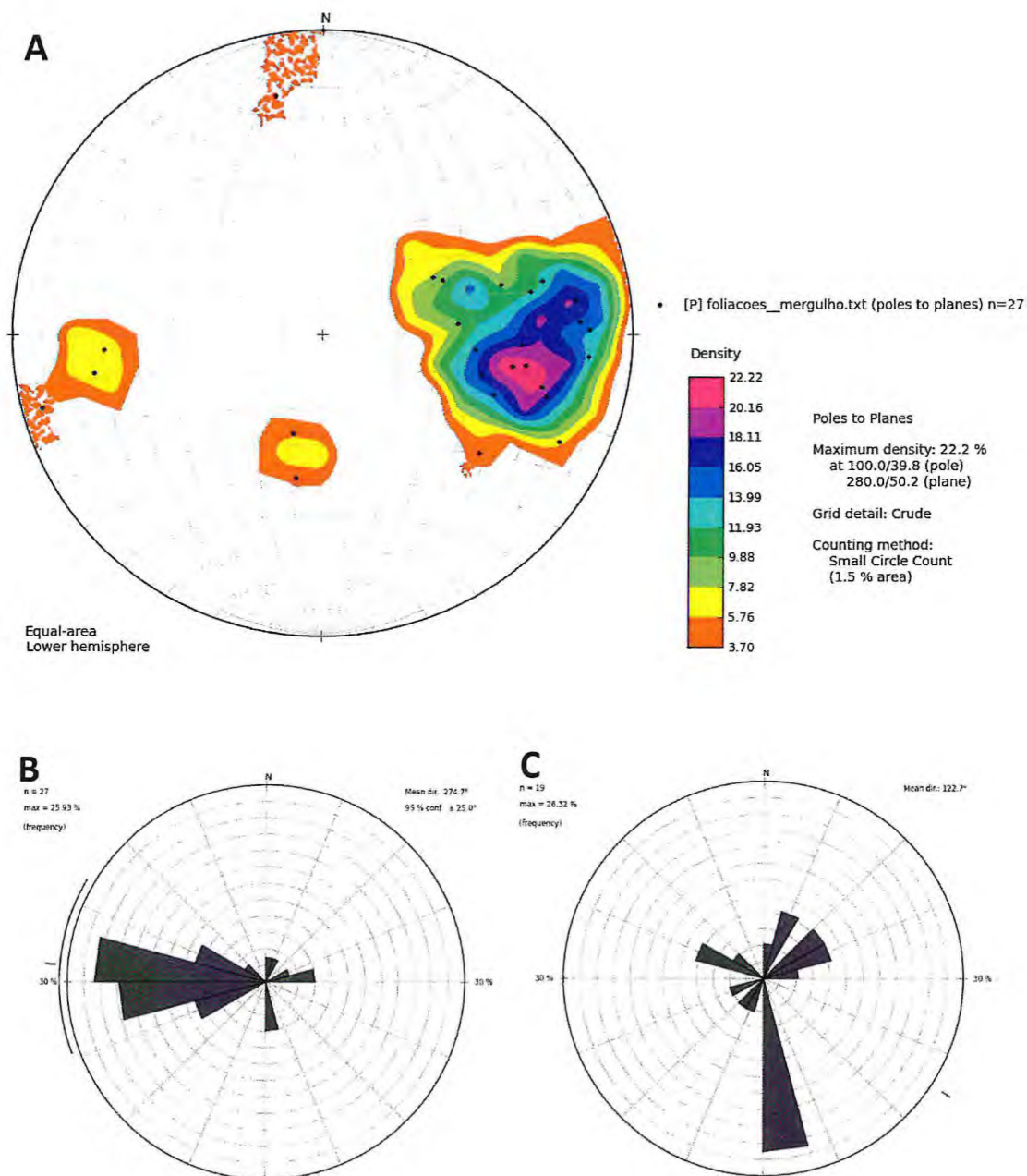
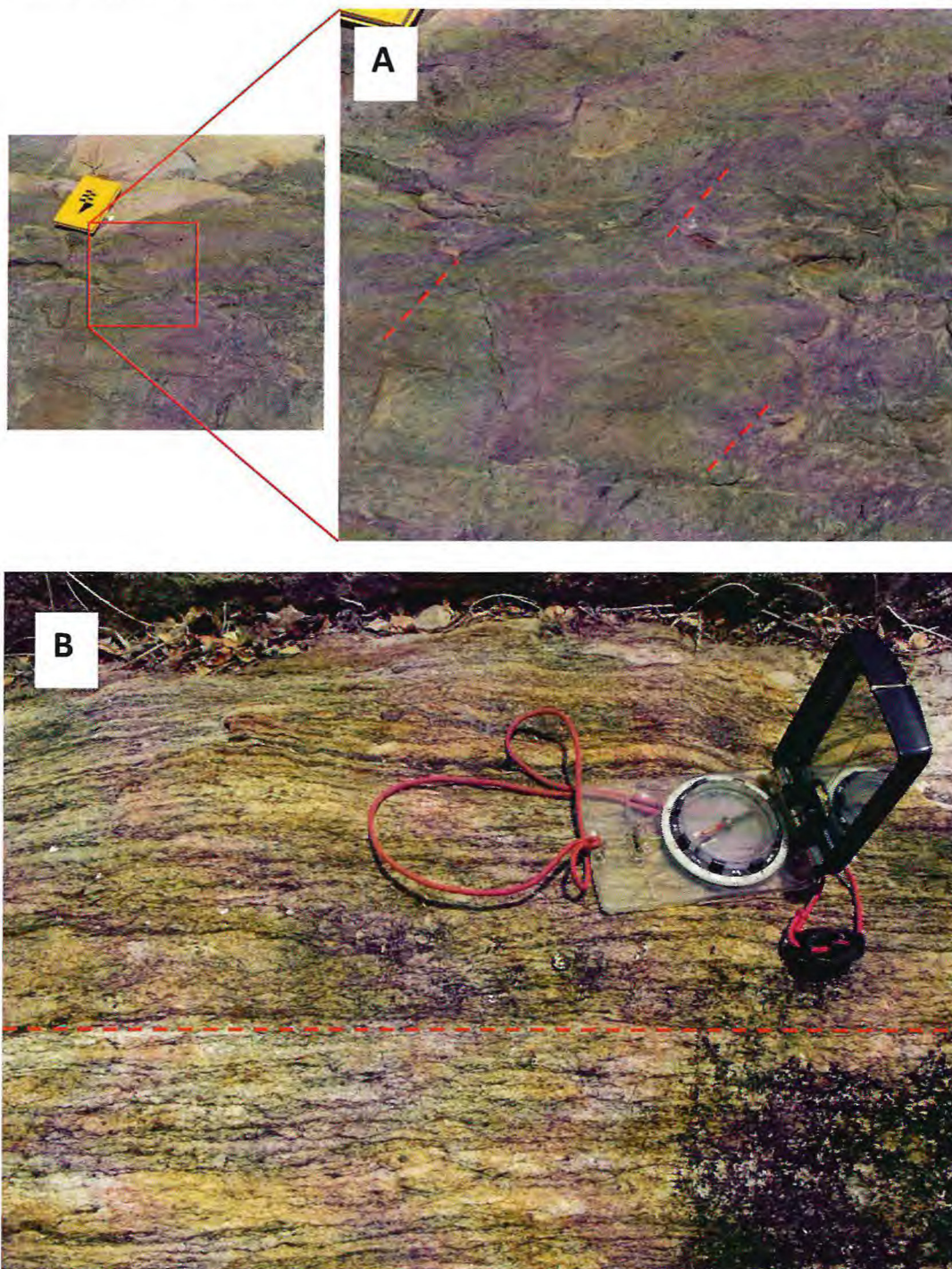


Figura 5.2 – **A)** S_n identificado pela orientação da biotita (demonstrado por linhas tracejadas) no Granito (RGAM71 490756mE/9371370mN); e **B)** S_n identificado pelo bandamento migmatizado (demonstrado por linhas tracejadas) no Metatexito (RGAM52 490693mE/9369368mN).

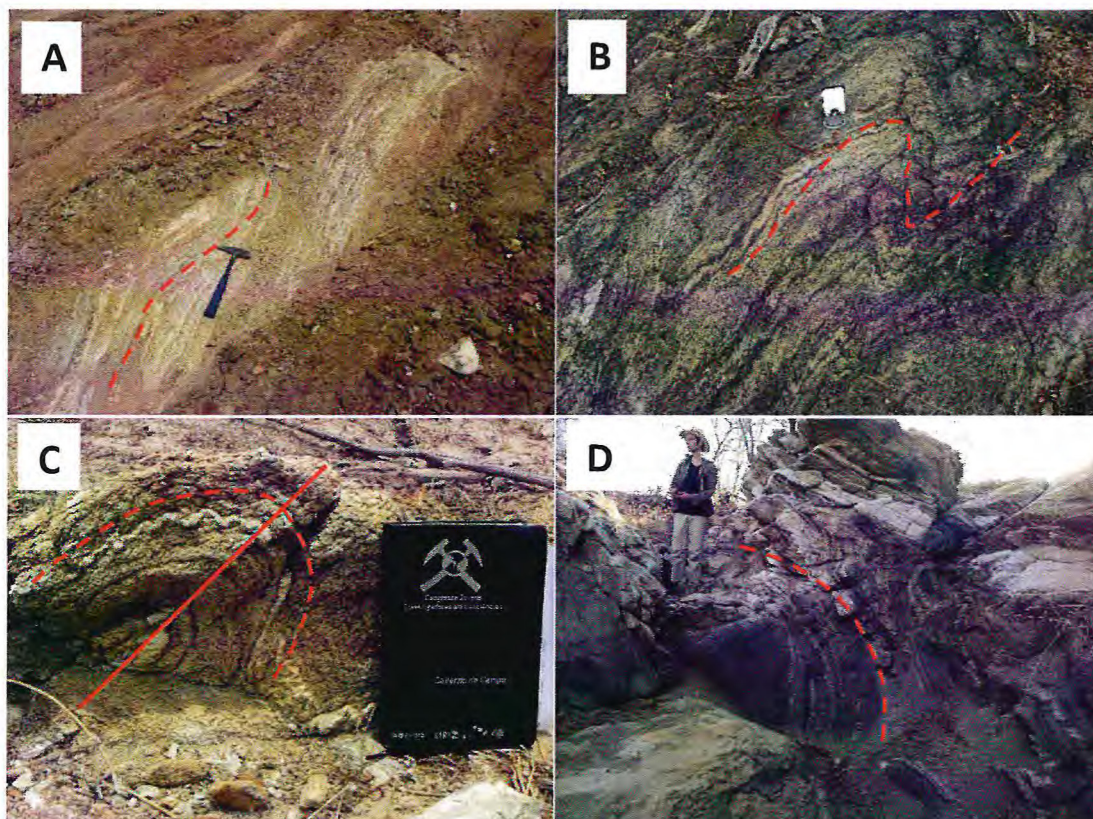


5.2.2 Dobras

As dobras existentes na área são decorrentes de forças tectônicas que deformaram o plano S_{n-1} do bandamento migmatítico do metatexito. Apresentam escalas

que variam de centimétrica a métrica. Estas dobras foram formadas devido a deformações de carácter dúcteis (Figura 5.3). Conforme salientado anteriormente, S_{n-1} tende ao paralelismo com S_n , esta última posicionada como plano axial ($S_n//S_{n-1}$). O nível deformacional são geradas dobras isoclinais fechadas, dobras abertas, com eixos e planos desde horizontais até verticais.

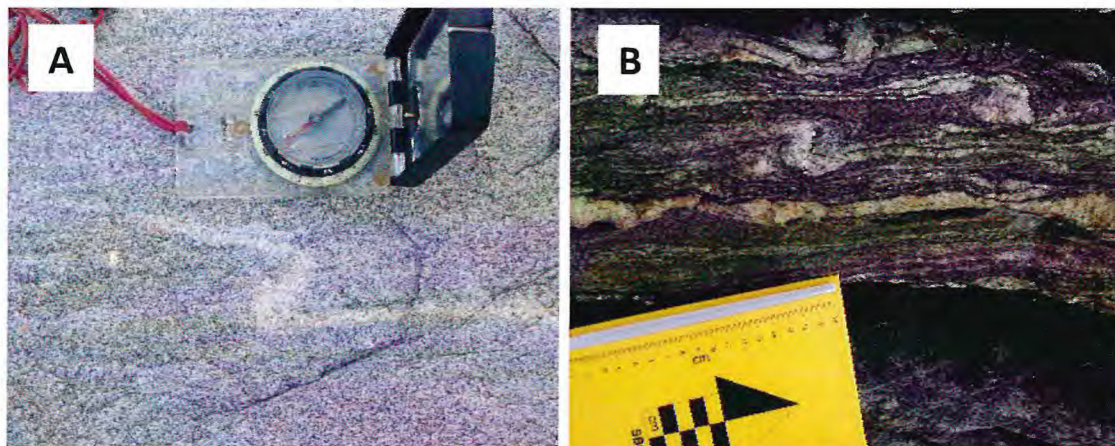
Figura 5.3 – A) Dobras no bandamento do metatexito, originada devido à esforços existentes (RGAM60 489808mE/9370046mN); B) Dobras assimétricas (RGAM51 490692mE/9369232mN); C) Dobra apresentando plano quase que paralelo ao bandamento (demonstrado por linha contínua) (RGAM09 497137mE/9371370mN); e D) Dobra de grande escala (RGAM70 490629mE/9371370mN).



5.2.3 Zonas de Cisalhamento

A área de estudo está entre duas zonas de cisalhamento dúcteis a Zona de Cisalhamento Senador Pompeu a oeste com direção NE-SW; e Zona de Cisalhamento Orós a leste com direção N-S. A área é afetada pela Zona de Cisalhamento Senador Pompeu que apresenta uma cinemática dextral, sendo demonstrada em campo por indicadores cinemáticos (Figura 5.4).

Figura 5.4 – A (RGAM61 490085mE/9370196mN) e B (RGAM52 490693 mE/9369366mN) Indicadores cinemáticos indicando uma movimentação dextral.

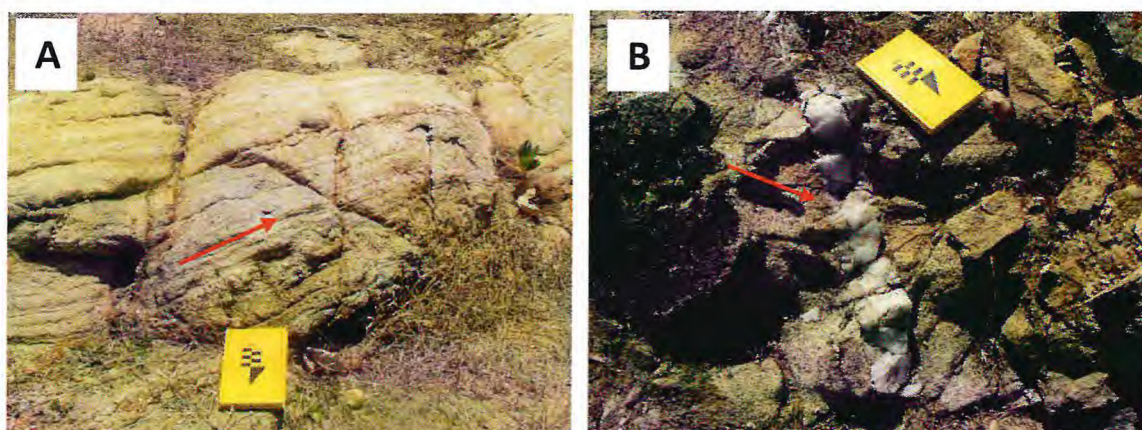


5.3 Estruturas Rúpteis

5.3.1 Fraturas

As fraturas são descontinuidades formadas em resposta a deformação em condições de baixa temperatura e pressão, e são marcadas essencialmente pela ruptura das rochas. Estas estruturas estão presentes em todas as litologias existentes na área e podem variar quanto a dimensão. Geralmente são preenchidas por material tardio de composição quartzo-feldspática (Figura 5.6).

Figura 5.6 – A) Fraturas conjugadas com ângulo de aproximadamente 120° e 45° (RGAM97 491973mE/9371308mN); & B) Fratura em granito preenchida por um veio de quartzo tardio. Apresenta-se mais acentuada, afetando todo o afloramento e possuindo uma maior espessura (RGAM91 489988mE/9371794mN).



Foram realizadas 49 medidas de fraturas durante a etapa de campo. O comportamento quanto à direção das fraturas mostra um *trend* preferencial com direção

NW-SE, embora outras famílias de fraturas apresentem direções diferentes (Figura 5.7). Por vezes, quando as fraturas são conjugadas, elas intersectam-se, sendo possível identificar fases diferentes de fraturamento (comprovado, por exemplo, pelo deslocamento de uma família de fraturas em relação a outra) (Figura 5.8).

Figura 5.7 – Diagrama de roseta apresentando direção predominantemente NW-SE. É possível identificar diversas famílias de fraturas para diferentes direções.

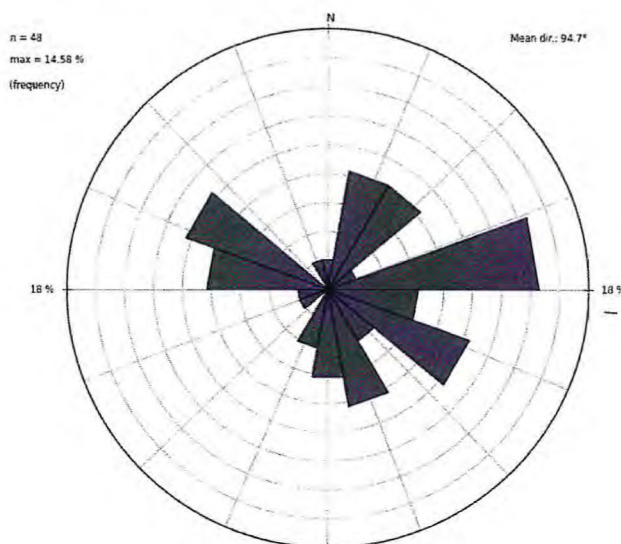


Figura 5.8 – Famílias de fraturas distintas, mais antiga com direção de 246° Az e mais recente com direção de 331° Az. É possível identificar as diferentes fases, pois a fratura mais recente está sobreposta e desloca a fratura mais antiga (demonstrado pela seta) (RGAM70 480629mE/9371370mN).



CAPÍTULO 6
METAMORFISMO

6. METAMORFISMO

6.1 Introdução

Metamorfismo está relacionado com os processos de transformações mineralógicas, texturais e estruturais que ocorrem nas rochas, segundo condições de temperatura e pressão diferentes daquelas nas quais a rocha original se formou. Todas essas transformações ocorrem no estado sólido, ou seja, a rocha não sofre fusão. Pressão e calor são as principais causas do metamorfismo e as mudanças resultantes (geralmente com desenvolvimento de novos minerais) são uma resposta termodinâmica a um ambiente grandemente alterado.

Com o auxílio do estudo petrográfico, bem como das associações minerais e texturas, são estimadas as condições de pressão e temperatura nas quais as rochas foram submetidas, conseqüentemente indicando, o grau metamórfico e os possíveis protólitos.

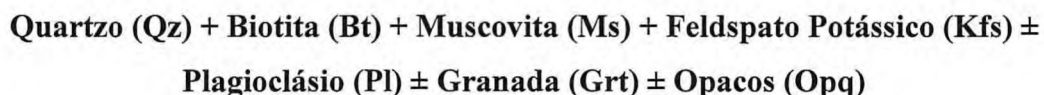
A seguir serão estabelecidas as reações e condições de pressão e temperatura dos distintos litotipos nas unidades metamórficas reconhecidas em campo (Complexo Acopiara).

6.2 Complexo Acopiara (NPaco)

6.2.1 Migmatitos

As mais baixas temperaturas no âmbito da anatexia levam a baixos graus de fusão parcial, preservando características originais da rocha, o que corresponde ao metatexito. Quando as estruturas de pré-migmatização são quase completamente destruídas, devido à alta taxa de fusão, são então gerados os diatexitos (Sawyer, 2008).

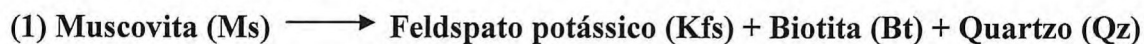
Os migmatitos da região apresentam-se com associação mineralógica identificada por:



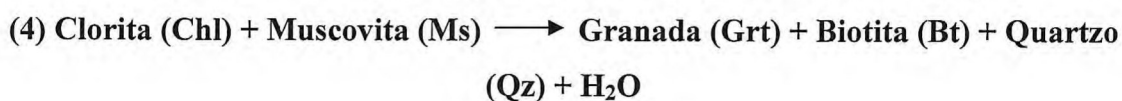
As rochas do embasamento experimentaram as mais altas temperaturas (em torno de 650° C) e pressões metamórficas da região. A deformação e o metamorfismo

foram responsáveis para dar início aos processos de anatexia do embasamento, conseqüentemente originando um material heterogêneo e parcialmente fundido.

O desenvolvimento da biotita pode ser explicado pelas seguintes reações(Winkler, 1977; e Yardley, 1994):



O surgimento da granadapode ser estabelecido pela seguinte reação:



A reação (1) ocorre quando a muscovita, com o aumento da temperatura, sofre reação de “rompimento”, formando feldspato potássico, biotita e quartzo, definindo a transição do metamorfismo de grau médio para o alto grau (Winkler, 1977).

A reação (2), que ocorre entre a muscovita e clorita, enquanto a reação (3) demonstra que a biotita pode surgir da reação entre feldspato potássico e clorita.

A reação (4), ocorre tem início a temperaturas próximo de 550° C e pressões entre 4 e 7 kbar, a granada, biotita e quartzo são gerados a partir da reação da clorita e muscovita.

A presença de associações minerais, texturas e estruturas típicas de migmatitos indicam a presença de processo de anatexia envolvendo as rochas estudadas em nível regional indicando as condições de P e T referente ao Fácies Xisto Verde a Anfibolito em temperaturas próximas a 650° C. Com o aumento da temperatura há um aumento da fusão do protólito, gerando quantidades maiores de líquido. Esta evolução do grau da fusão regional pode ser comprovada pelo contato direto entre o granito e migmatito. Em certos locais é possível verificar uma passagem gradativa de metatexitos paradiatexitos até chegar a rochas de composições graníticas do tipo S, como o granito encontrado na área em estudo.

CAPÍTULO 7
RECURSOS MINERAIS

7. RECURSOS MINERAIS

7.1 Introdução

Neste capítulo serão apresentados dados pertinentes quanto ao reconhecimento de associações minerais encontradas nos corpos pegmatíticos da área estuda, visto o potencial de aproveitamento destas associações.

Os pegmatitos estudados são de natureza granítica, a maioria são compostos por corpos heterogêneos, com formas tipicamente lenticulares e com dimensões variáveis de dezenas de metros até centenas de metros. São discordantes em relação às encaixantes, orientados, predominantemente segundo as direções NW-SE com mergulhos verticais e subverticais. Estes se inserem no Distrito Pegmatítico Solonópole-Quixeramobim, considerado o de maior expressividade econômica da Sub-Província Pegmatítica do Ceará, formados essencialmente por quartzo, feldspatos, micas (muscovita, biotita e lepidolita) e outros minerais econômicos como berilo, turmalina, ambligonita, tantalita-columbita e espodumênio.

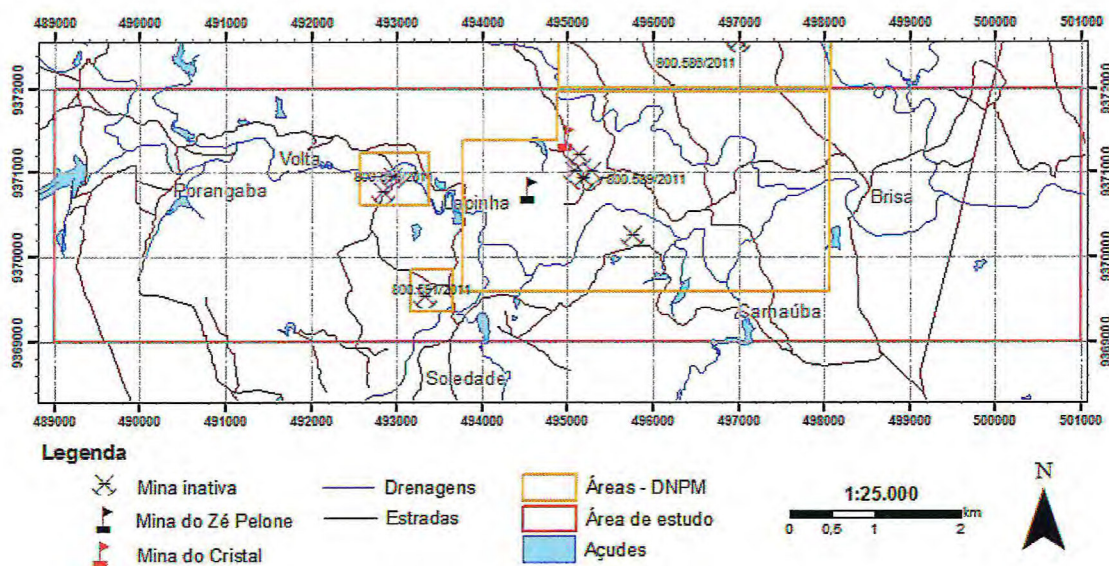
Segundo Vidal & Nogueira Neto(2005), o Distrito Pegmatítico de Solonópole-Quixeramobim envolve cinco campos de pegmatitos diferentes. O primeiro corresponde ao campo de Nova-Floresta-Feiticeiro, situado no município de Jaguaribe, ao sul de Solonópole, com depósitos de cassiterita e tantalita. O segundo campo, situando-se a nordeste de Solonópole, é representado por pegmatitos lítio-berilo-tantalíferos, com ocorrência de veios pegmatíticos com fluorita. O terceiro campo, onde a área está inserida, situa-se a oeste e noroeste de Solonópole, onde se encontra em maior quantidade pegmatitos lítio-berilo-tantalíferos. O quarto, denominado de campo de Berilândia-Carnaubinha, que detém pegmatitos portadores, em sua maioria, de berilo industrial. O quinto campo, chamado de Rinaré-Banabuiú, possui pegmatitos ricos em turmalina e berilo, situado ao norte da cidade de Banabuiú.

Neste capítulo foram efetuadas análises preliminares de minerais coletados em dois corpos pegmatíticos, denominados por “Mina do Zé Pelone” e “Mina do Cristal”, localizados na Fazenda Carnaúba, município de Solonópole – CE, com intuito de determinar a potencialidade econômica das ocorrências.

No corpo pegmatítico “Zé Pelone” foram recolhidas amostras de muscovita, enquanto na “Mina do Cristal” de fluorapatita, Fe-tantalita-columbita e albita intercrescidos.

Os métodos analíticos empregados corresponderam a Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) e Sistema de Dispersão de Energia (EDS), este último para obtenção semi-quantitativa da química mineral, cuja margem de erro pode atingir 10%.

Figura 7.1 – Mapa de localização das minas desativadas existente na área de estudo. Em destaque os corpos que serão analisados, a Mina de Zé Pelone(494551mE/9370798mN)em preto e a Mina do Cristal (494985mE/9371425mN) em vermelho.



7.2 Mina do Zé Pelone

7.2.1 Descrição Geológica

As cavas do pegmatito da mina do Zé Pelone têm uma direção aproximada E-W, tendo um total de sete cavas, estando a cava designada como nº 1 na porção mais Leste e a cava designada como nº 7 na porção mais Oeste (Figura 7.2 e Tabela 7.1). Foram analisadas em detalhe quatro cavas: a cava nº 2, nº 3, nº 5 e nº 7.

MAPEAMENTO GEOLÓGICO DE UMA PORÇÃO INSERIDA NO DISTRITO PEGMATÍTICO
 SOLONÓPOLE-QUIXERAMOBIM A NORESTE DO MUNICÍPIO DE SOLONÓPOLE – CE.

Figura 7.2 – Perfil da Mina do Zé Pelone demonstrando as sete cavas existentes.

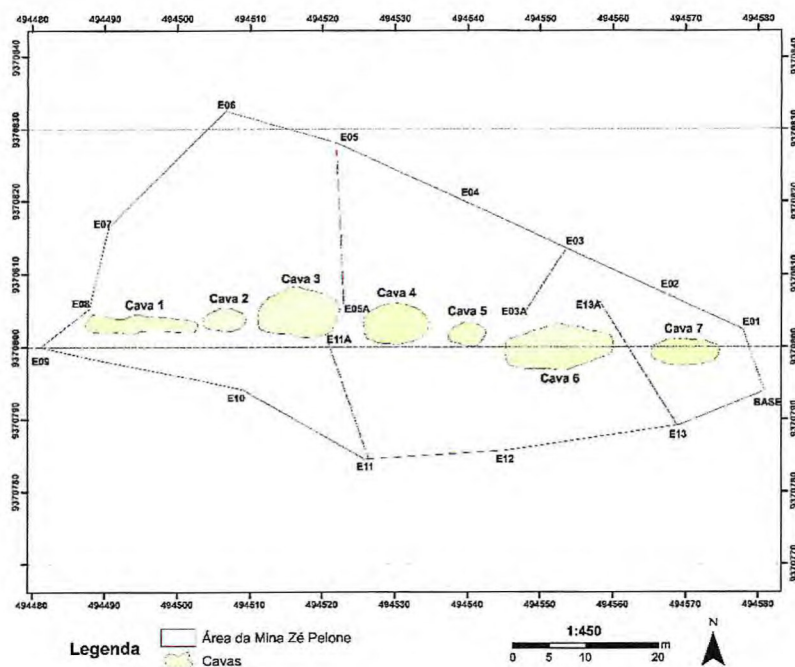


Tabela 7.1 – Pontos das cavas na Mina Zé do Pelone.

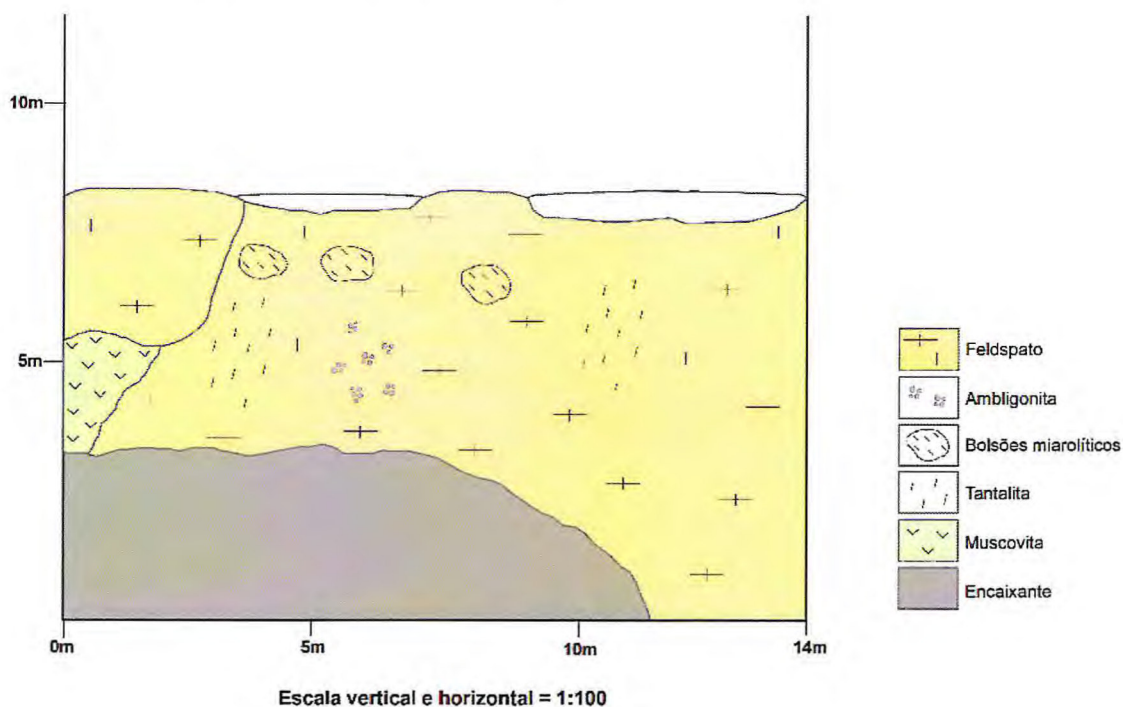
<i>Pontos</i>	<i>Azimute</i>	<i>Distância</i>	<i>Coordenadas</i>
<i>BASE</i>	164	BASE – 01: 8,63	494581 / 9370794
<i>E01</i>	115	E01 – E02: 11,89	494578 / 9370802
<i>E02</i>	118	E02 – E03: 14,97	494567 / 9370812
<i>E03</i>	116	E03 – E04: 17,44	494553 / 9370812
	38	E03 – E03A: 9,77	
<i>E04</i>	117	E04 – E05: 18,04	494537 / 9370820
<i>E05</i>	109	E05 – E06: 16,33	494622 / 9370828
	3	E05 – E05A: 22,25	
<i>E06</i>	050	E07 – E07: 23,67	494506 / 9370834
<i>E07</i>	019	E07 – E08: 11,54	494490 / 9370816
<i>E08</i>	057	E08 – E09: 9,13	494486 / 9370806
<i>E09</i>	284	E09 – E10: 29,27	497081 / 9370800
<i>E10</i>	302	E10 – E11: 19,51	494510 / 9370794
<i>E11</i>	269	E11 – E12: 20,08	494528 / 9370786
	165	E11 – E11A: 17,53	
<i>E12</i>	265	E12 – E13: 25,35	494548 / 9370786
<i>E13</i>	223	E13 – BASE: 10,82	494574 / 9370786
	140	E13 – E13A: 20,23	

A cava nº 2 é constituída predominantemente por feldspato (albita) com associação de quartzo + muscovita + turmalina preta + tantalita. A porção mais profunda da cava possui aproximadamente 1,95m.

A encaixante não é perceptível, pelo que não foi possível a tomada de atitudes. O corpo pegmatítico aparentemente mergulha para NE.

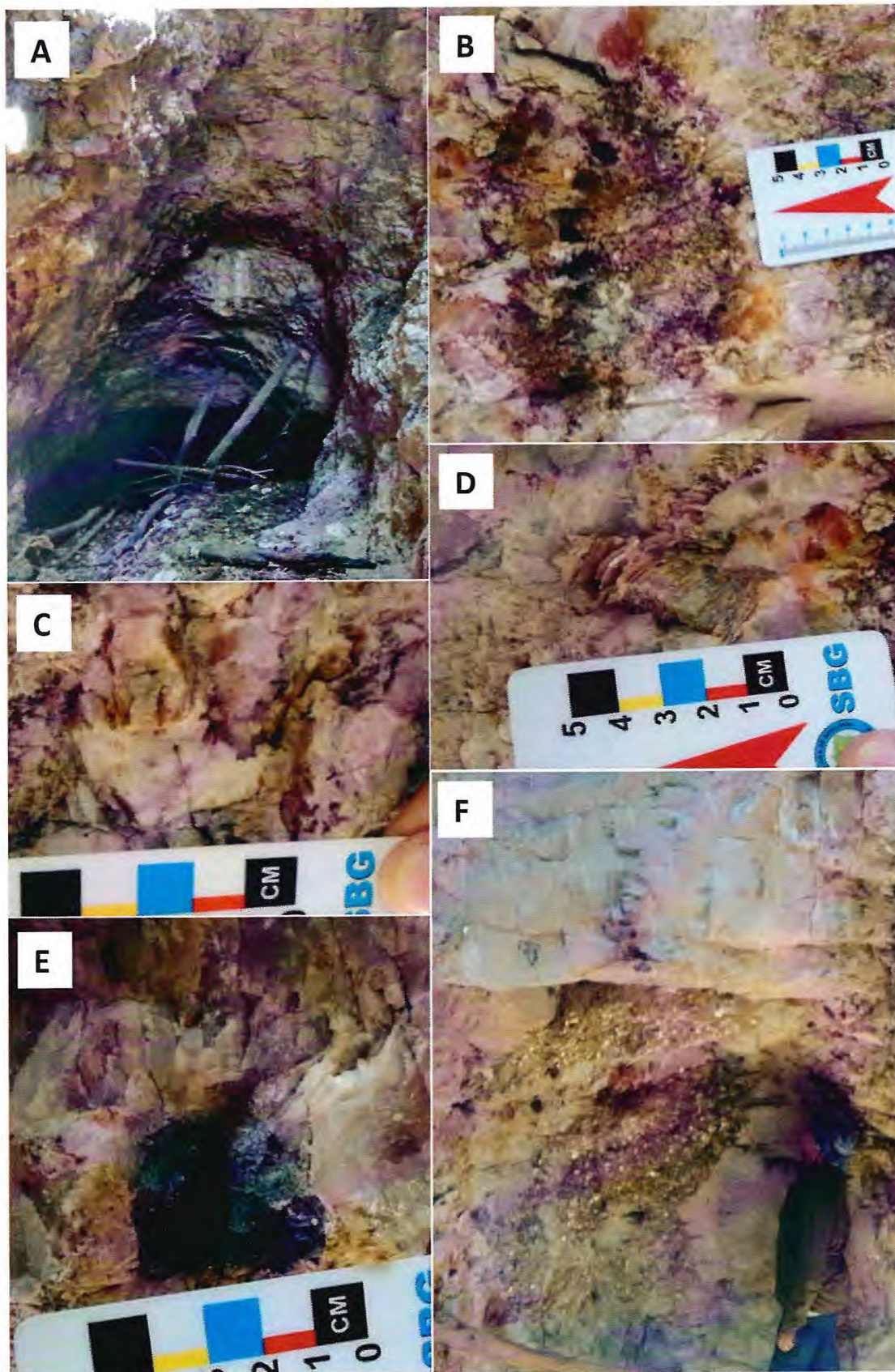
Na cava nº 3 (Figura 7.3) é a maior cava, tanto em comprimento como em profundidade, chegando a quase 10m (Figura 7.4A). A totalidade da cava corresponde a feldspatos (albita) por vezes com textura (geminção/hábito) similares à clevelândita (Figura 7.4B & C). Disseminados no meio dos feldspatos são encontradas turmalina verde e ambligonita (Figura 7.4D & E). Estes mesmos minerais podem ser encontrados em “bolsões metassomáticos” constituídos predominantemente de muscovita (Figura 7.4F). A direção do eixo maior da cava é 275 Az.

Figura 7.3 – Perfil da cava número 3 da Mina do Zé Pelone.



MAPEAMENTO GEOLÓGICO DE UMA PORÇÃO INSERIDA NO DISTRITO PEGMATÍTICO
SOLONÓPOLE-QUIXERAMOBIM A NORESTE DO MUNICÍPIO DE SOLONÓPOLE – CE.

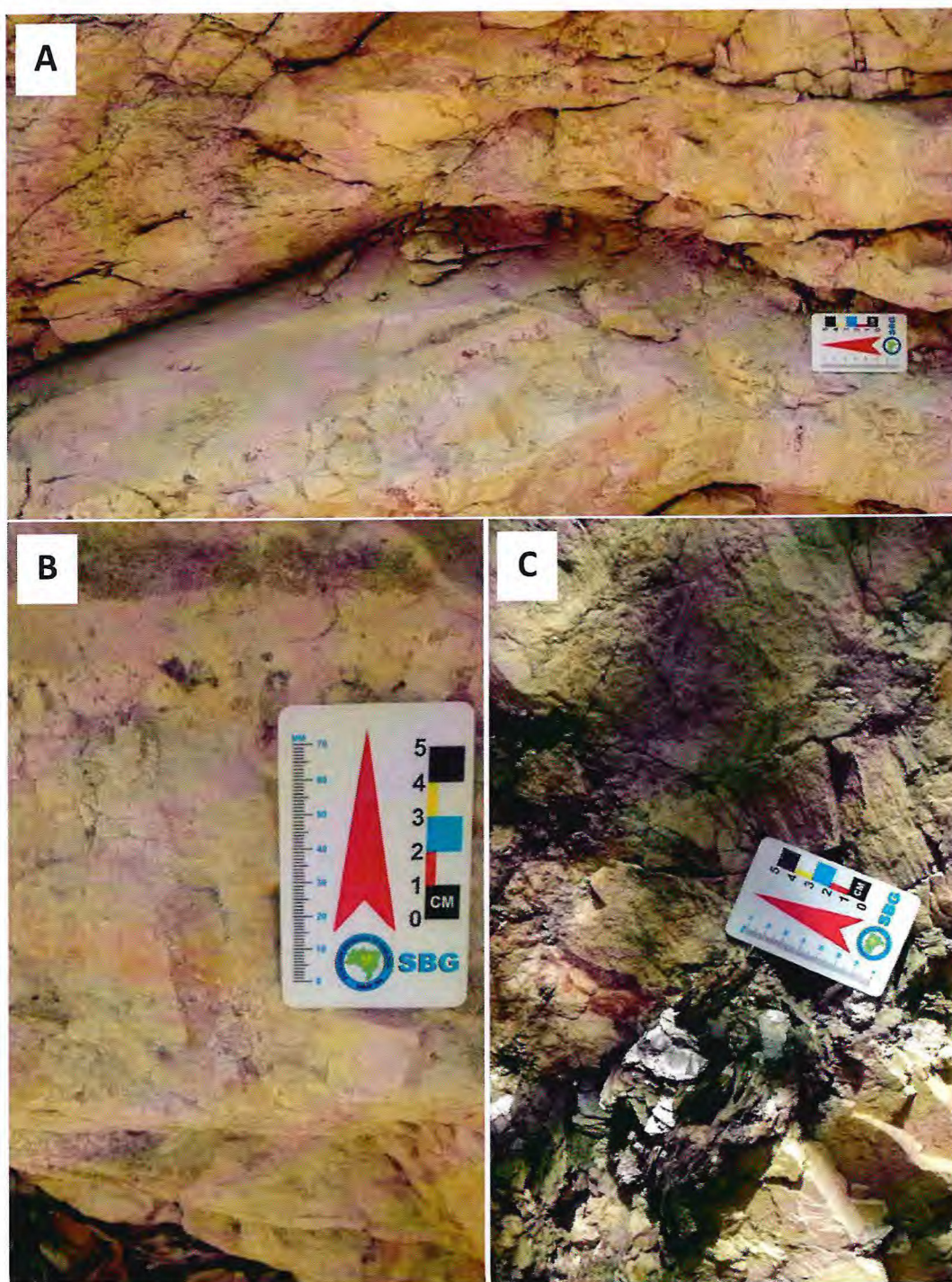
Figura 7.4—A) Aspeto da zona mais profunda da cava; B) Pequeno “bolsão metassomáticos” no meio da albita; C) Aspectos dos cristais de albita; D) Aspectos das placas de muscovita; E) Aspecto da turmalina; & F) Aspecto do “bolsão metassomático” de muscovita em baixo e albita em cima.



MAPEAMENTO GEOLÓGICO DE UMA PORÇÃO INSERIDA NO DISTRITO PEGMATÍTICO
SOLONÓPOLE-QUIXERAMOBIM A NORESTE DO MUNICÍPIO DE SOLONÓPOLE - CE.

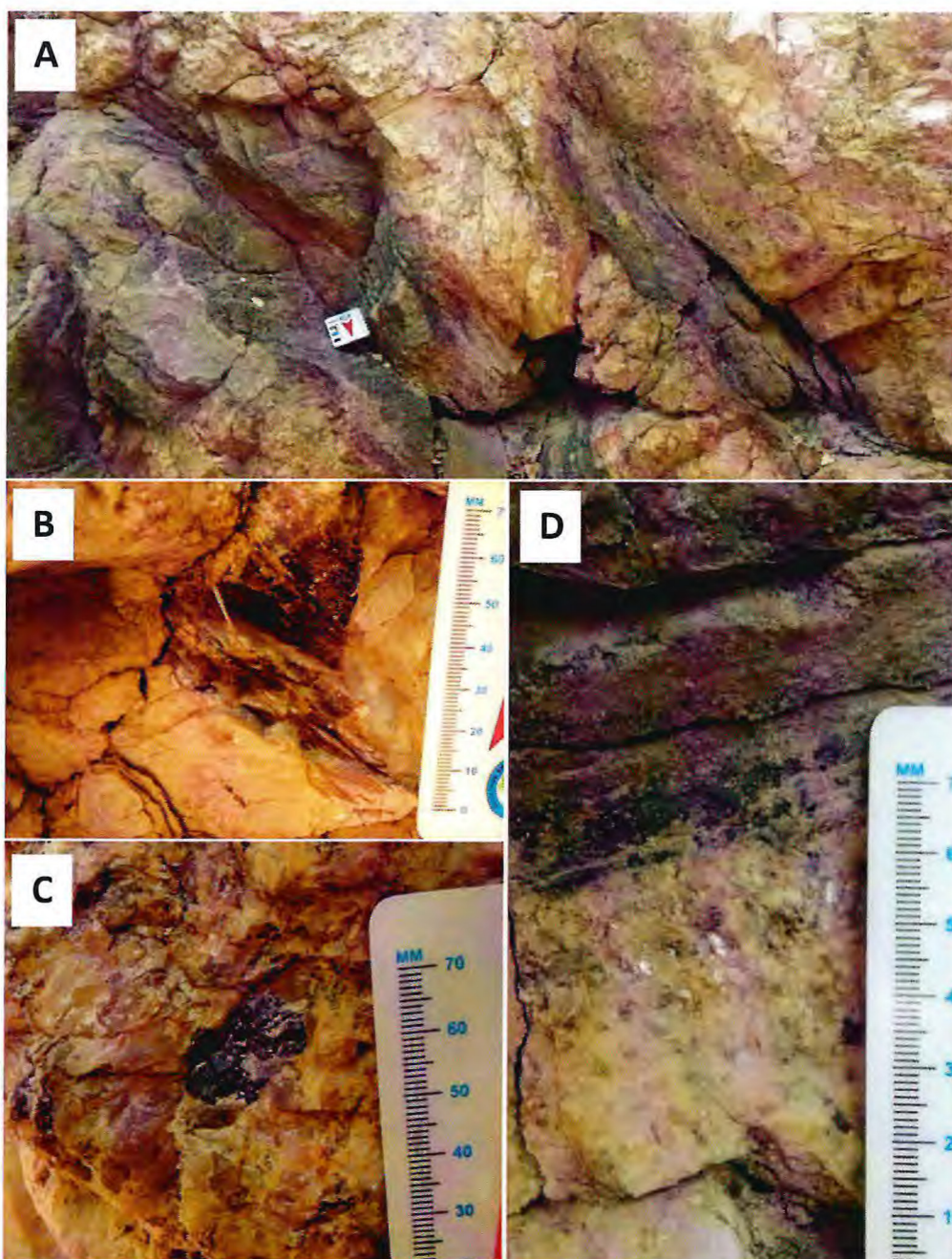
A cava n° 5 apresenta uma situação semelhante à da cava n° 3, com uma “massa” de albita com moscovita disseminada e com algumas concentrações (Figura 7.5 A). O quartzo encontra-se intercrescido no meio da albita e como cristais isolados (Figura 7.5 B & C).

Figura 7.5 – A) Aspecto da forte clivagem da albita; B) Pormenor do quartzo dentro da albita; & C) Placas de moscovita no meio da albita.



Na cava nº 7 é observado o contato brusco do corpo pegmatítico na sua encaixante, a qual corresponde a um gnaiss/migmatito com atitude, em média, $307/48^\circ$ (Figura 7.6 A). No contato pegmatito/gnaiss existe a geração de turmalinapreta, indicando possivelmente reações de fluidos no contato (zona de borda) (Figura 7.6 B, C & D). Nesta cava predominam feldspato potássio com associação de quartzo + muscovita+ turmalina.

Figura 7.6 – A) Pegmatito a cortar o gnaiss/migmatito; B) Aspecto das placas de muscovita; C) Aspecto da turmalina; & D) Contato ente o gnaiss e pegmatito onde é possível ver uma borda de reação.



7.2.2 Análise Química Mineral

No corpo Zé Pelone foi analisado apenas o mineral muscovita, conforme a seguir.

Muscovita

A análise química da muscovita (Figura 7.7) mostra que é constituída essencialmente por silício, alumínio e potássio, com presença de ferro e manganês (Tabela 7.2).

Tabela 7.2 – Análise química da muscovita, em termos de percentagem em peso de óxidos.

<i>Amostra</i>	<i>SiO₂</i>	<i>Al₂O₃</i>	<i>K₂O</i>	<i>Na₂O</i>	<i>Fe₂O₃</i>	<i>F</i>	<i>Total</i>
<i>Musc</i>	49,989	35,394	9,926	0,953	1,717	2,382	100,062

Na base de 10 oxigênios foi realizado análises para definir sua composição química para fórmula estrutural (Tabela 7.3).

Tabela 7.3 – Composição química mineral muscovita calculada na base de 10 oxigênios.

<i>Amostra</i>	<i>Si</i>	<i>Al</i>	<i>K</i>	<i>Na</i>	<i>Fe₂</i>	<i>F</i>	<i>Cátions</i>
<i>Musc</i>	2,79	2,329	0,685	0,103	0,216	0,42	15,461

A fórmula química estrutural corresponderia a:

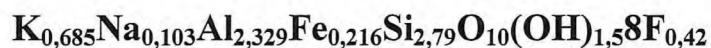
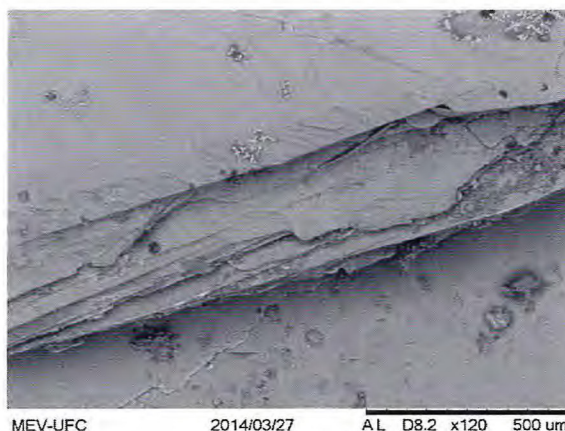


Figura 7.7 – Imagem de um cristal de muscovita obtida através do MEV (Microscopia Eletrônica de Varredura).

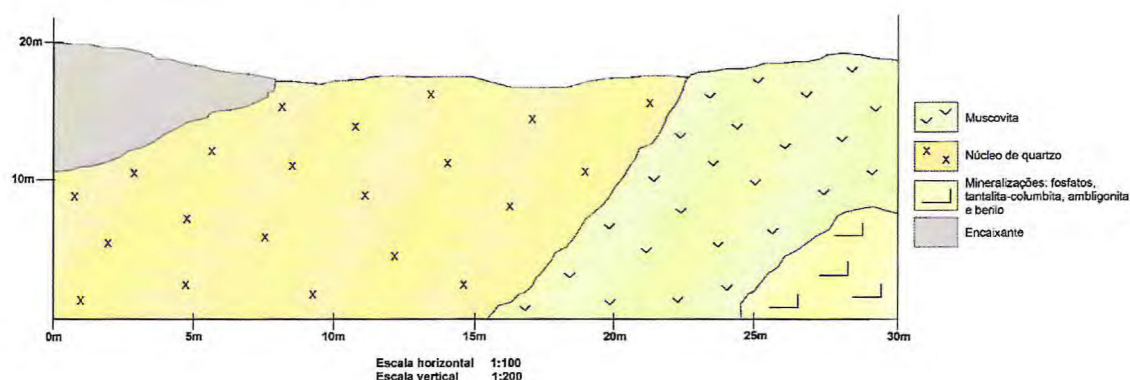


7.3 Mina do Cristal

7.3.1 Descrição Geológica

A mina do Cristal corresponde a um corpo pegmatítico, inclinado, onde pode-se ver a heterogeneidade do pegmatito, marcado por um núcleo de quartzo (zona central do pegmatito), havendo uma grande quantidade de muscovita na pilha de rejeito da faixa de transição com a zona de mineralização. A mineralização, composta por fosfatos, está na porção inferior do corpo, abaixo do núcleo central e da zona de contato (faixa explorada)(Figura 7.8). Nesta zona foi explorada amblygonita, tantalita-columbita e berilo.

Figura 7.8 – Perfil da Mina do Cristal.



A encaixante trata-se de um gnaisse de grão fino com biotita bem desenvolvidas e orientadas e possui uma coloração escura por vezes avermelhadas.

7.3.2 Análise Química Mineral

No corpo da mina do Cristal foram analisados os seguintes minerais: albita, fluorapatita e Fe-tantalita-columbita.

Albita

Foram analisados cristais de albita (Tabela 7.4) e sua composição química foi calculada com base em 8 oxigênios (Tabela 7.5).

MAPEAMENTO GEOLÓGICO DE UMA PORÇÃO INSERIDA NO DISTRITO PEGMATÍTICO
 SOLONÓPOLE-QUIXERAMOBIM A NORESTE DO MUNICÍPIO DE SOLONÓPOLE - CE.

Tabela 7.4 –Análises químicas da albita e clevelandita, em termos de % em peso de óxidos.

<i>Amostra</i>	<i>SiO₂</i>	<i>Al₂O₃</i>	<i>BaO</i>	<i>CaO</i>	<i>Na₂O</i>	<i>K₂O</i>	<i>Total</i>
<i>Alb1</i>	69,206	18,942	0	0	11,833	0,019	100
<i>Alb2</i>	70,95	18,69	0	0,056	10,044	0,118	99,86
<i>Alb3</i>	70,757	18,543	0,583	0	10,007	0,111	100
<i>Clv1</i>	67,456	18,781	0,093	0,038	13,514	0,118	100
<i>Clv2</i>	67,355	18,74	0,07	0,038	13,511	0,118	99,83

Tabela 7.5 –Proporção catiônica Composição química mineral da albita calculada na base de 8 oxigênios.

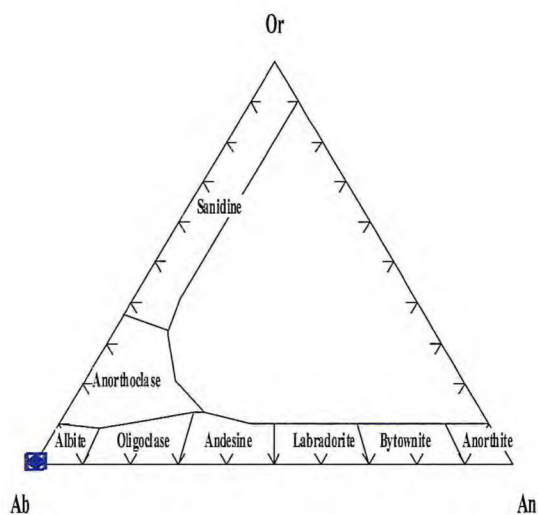
<i>Amostra</i>	<i>Si</i>	<i>Al</i>	<i>Ba</i>	<i>Ca</i>	<i>Na</i>	<i>K</i>	<i>Cátions</i>
<i>Alb1</i>	3,019	0,973	0	0	1,001	0,001	4,994
<i>Alb2</i>	3,071	0,953	0	0,003	0,843	0,007	4,877
<i>Alb3</i>	3,071	0,948	0,01	0	0,842	0,006	4,877
<i>Clv1</i>	2,975	0,976	0,002	0,002	1,156	0,007	5,118
<i>Clv2</i>	2,976	0,975	0,001	0,002	1,157	0,007	5,118

Considerando os termos da solução sólida Or-Ab-An as albitas analisadas são consideradas com albitas puras (Tabela 7.6). Conforme podemos ver pelo o diagrama Or-Ab-An, os minerais analisados se posicionam no vértice da albita (Figura 7.10).

Tabela 7.6 – Composição química da albita em termo da solução sólida Or-Ab-An.

<i>Ab</i>	<i>An</i>	<i>Or</i>
99,9	0	0,1
98,8	0,4	0,8
99,3	0	0,7
99,2	0,2	0,6
99,2	0,2	0,6

Figura 7.9 – Diagrama de classificação da albita.



As variações da composição química dos cristais de albita (Figura 7.10) analisados correspondem a:

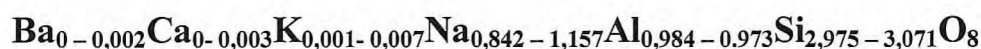
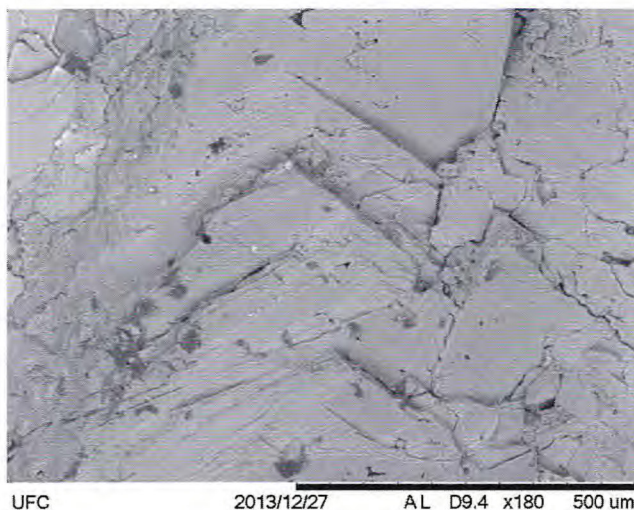


Figura 7.10 – Imagem de um cristal dealbitaobtida através do MEV (Microscopia Eletrônica de Varredura), apresentando duas direções de clivagem típica do plagioclásio.



Fluorapatita

Amostras de fosfato intercrescido com as albitas exibem hábito prismático hexagonal, com dimensões milimétricas e foram analisados a partir da porcentagem em peso dos óxidos constituintes (Tabela 7.7). Sua fórmula estrutural foi calculada com base em 12 oxigênios (Tabela 7.8).

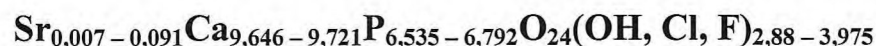
Tabela 7.7 – Análise química do fosfato com porcentagem em peso dos óxidos componentes.

<i>Amostra</i>	<i>SiO2</i>	<i>FeO</i>	<i>MnO</i>	<i>MgO</i>	<i>SrO</i>	<i>CaO</i>	<i>Na2O</i>	<i>K2O</i>	<i>P2O5</i>	<i>F</i>	<i>Cl</i>	<i>Total</i>
<i>Fosf2</i>	0,43	0,374	0,957	0	0,668	49,701	0,104	0,181	43,137	4,99	0,068	100,61
<i>Fosf3</i>	0,43	0,328	0,491	0,101	0,845	50,171	0,176	0,041	42,813	5,508	0,129	101,03
<i>Fosf4</i>	0,44	0	0,127	0,104	0,84	48,7	0,381	0,013	43,062	6,702	0,081	100,45

Tabela 7.8 –Proporção catiônica da fluorapatita calculada na base de 12 oxigênios.

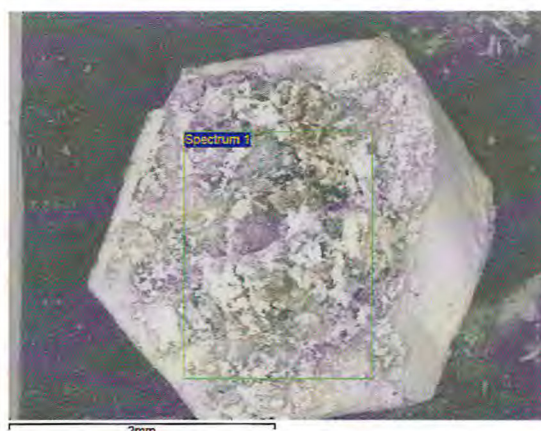
<i>Amostr a</i>	<i>Si</i>	<i>Fe₂</i>	<i>Mn</i>	<i>Mg</i>	<i>Sr</i>	<i>Ca</i>	<i>Na</i>	<i>K</i>	<i>P</i>	<i>Cátion s</i>	<i>CF</i>	<i>CCI</i>
<i>Fosf2</i>	0,07 8	0,05 7	0,14 7	0	0,07	9,64 6	0,03 7	0,04 2	6,61 6	16,693	2,85 9	0,02 1
<i>Fosf3</i>	0,07 8	0,04 9	0,07 5	0,02 7	0,08 8	9,69 2	0,06 2	0,00 9	6,53 5	16,615	3,14 1	0,03 9
<i>Fosf4</i>	0,08 2	0	0,02	0,02 9	0,09 1	9,72 1	0,13 8	0,00 3	6,79 2	16,876	3,94 9	0,02 6

A fórmula química estrutural corresponderia a:



Os valores de flúor na fórmula acima não são compatíveis com a estequiometria, provavelmente representando uma superposição de valores com outros elementos analisados, no entanto a possibilidade de uma fluorapatita não fica totalmente descartada (Figura 7.11).

Figura 7.11 –Imagem de um cristal de fluorapatita obtida através do MEV (Microscopia Eletrônica de Varredura).



Fe-tantalita-columbita

As tantalito-columbitas (Figura 7.12) foram amostradas conforme anteriormente mencionado na “Mina do Zé Pelone”, ocorrendo de forma disseminada em associação com quartzo, feldspato e muscovita em meio a Zona II. Foram realizadas análises em termos de percentagem em peso dos óxidos (Tabela 7.9) e elementar na fórmula estrutural (Tabela 7.10).

Tabela 7.9 – Análises químicas da Fe-tantalita-columbita em óxido.

<i>Amostra</i>	<i>FeO</i>	<i>MnO</i>	<i>Nb₂O₅</i>	<i>Ta₂O₅</i>	<i>WO₃</i>	<i>Total</i>
<i>Tant1</i>	12,841	4,225	46,261	33,988	2,685	100
<i>Tant2</i>	13,136	4,271	46,495	33,237	2,862	100
<i>Tant3</i>	12,917	3,784	46,008	36,372	0,919	100

Tabela 7.10–Proporção catiônica da fluorapatita calculada na base de 6 oxigênios.

<i>Amostra</i>	<i>Fe₂</i>	<i>Mn</i>	<i>Nb</i>	<i>Ta</i>	<i>W</i>	<i>Cátions</i>
<i>Tant1</i>	0,702	0,234	1,37	0,6	0,05	2,96
<i>Tant2</i>	0,717	0,236	1,37	0,59	0,05	2,96
<i>Tant3</i>	0,709	0,21	1,36	0,65	0,02	2,95

A fórmula química mineral corresponderia a:

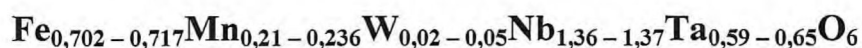
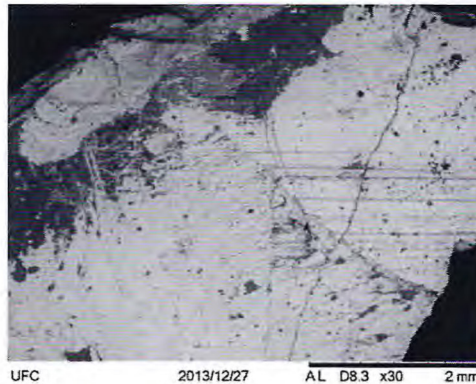


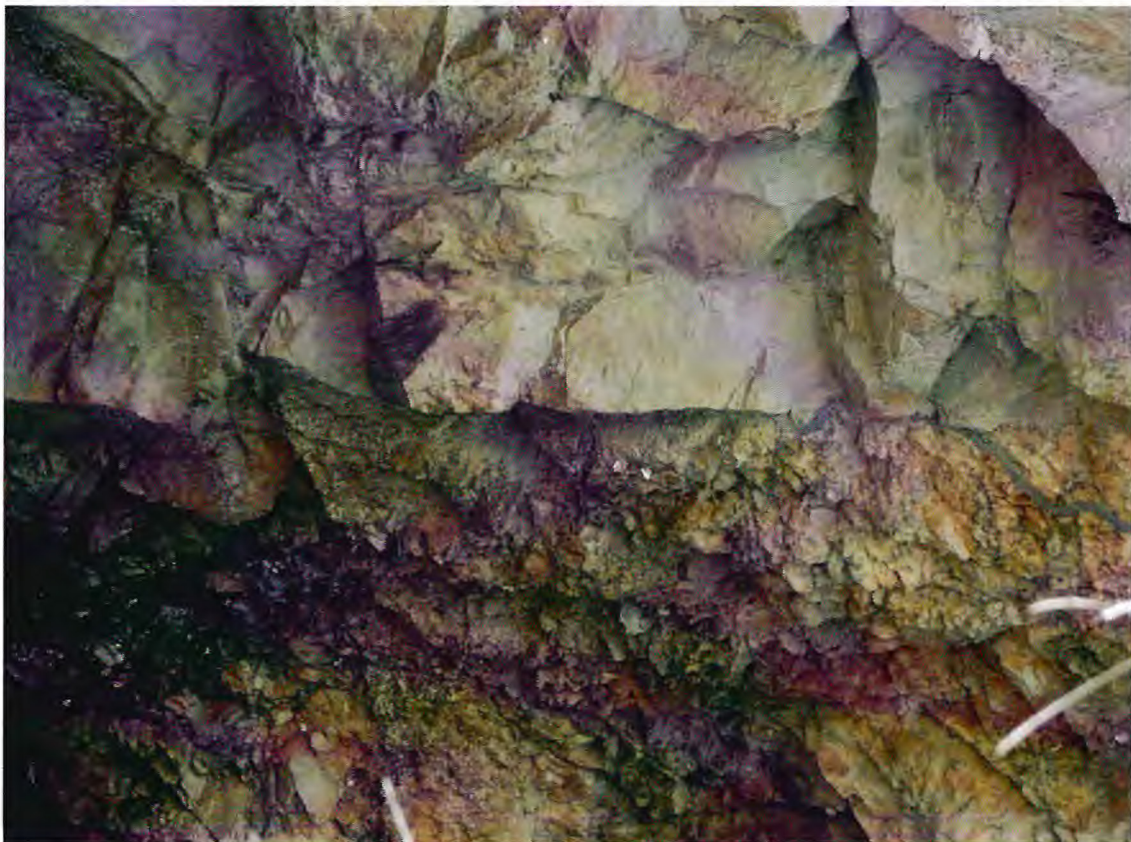
Figura 7.12 – Imagem de um cristal de Fe-tantalita-columbita obtida através do MEV (Microscopia Eletrônica de Varredura).



7.4 Viabilidade econômica

Dos minerais analisados, a muscovita e o feldspato (albita) são encontrados em maior quantidade em ambos os corpos pegmatíticos estudados (Figura 7.13). A área mapeada revela a existência de zonas propícias, em ambos os corpos, à exploração com potencial econômico para feldspato e muscovita.

Figura 7.13 – Contato brusco formado entre a zona composta essencialmente por albita e acima outra zona composta essencialmente por muscovita (RGAM12495977mE/9370792mN).



A muscovita (Figura 7.14) de aplicação industrial é obtida a partir de pegmatitos graníticos, encontra-se tanto na zona central do corpo quanto na zona de transição com a rocha encaixante.

Por apresentar elevada resistência dielétrica e resistividade, a muscovita vêm despertando o interesse das indústrias de componentes isolantes aplicados a equipamentos elétricos e eletrônicos.

Figura 7.14 – Aglomerados de pequenas placas de muscovita (RGAM79 492930mE/9370928mN).

Os pegmatitos são considerados a principal fonte de feldspato devido aos seus grandes cristais, pureza e abundância (Figura 7.15). O consumo de feldspato, devido ao alto teor em álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), vem crescendo e está dominado pelas indústrias de revestimentos cerâmicos e coloríficos. Usa-se também como carga funcional e extensor, nas indústrias de tinta, plástico e borracha. Esse aumento deve-se ao desenvolvimento dos processos de produção de porcelanato que utiliza na massa cerâmica cerca de 60% de feldspato.

Figura 7.15 – Cristal de feldspato (albita) (RGAM80 492817mE/9370730mN).

CAPÍTULO 8
EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

8. EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

A partir da integração de dados coletados em campo, petrografia e bibliografia, foi possível identificar as relações entre os litotipos da área, ajudando desta forma, na construção da história evolutiva da região.

Os principais eventos orogênicos atribuídos a área em estudo foram: o evento Transamazônico (2.5 a 1.9 Ga) e o Ciclo Brasileiro (1000 a 440 Ma).

A orogenia Brasileira gerou a fusão parcial de rochas metassedimentares, o que contribuiu na formação do embasamento gnáissico-migmatítico (Complexo Acopiara) da região, o qual apresenta Idade Modelo T_{DM} (Sm/Nd) em zircão de 2.4 Ga (Lima *et al.* 2010). O evento orogênico Transamazônico foi responsável pelo desmantelamento do embasamento Após a tectônica convergente e o desenvolvimento de arcos de ilhas durante a formação do continente Atlântida (posicionado entre os crátons Oeste Africano/São Laís e São Francisco/Congo), ocorreu o amalgamento e a consolidação dos terrenos gnáissico-migmatíticos, no período entre 2.2 e 2.0 Ga (Fetter, 1999).

Após a consolidação dos terrenos gnáissico-migmatíticos, possivelmente ocorreria um regime extensional que evoluiu por cerca de 640 Ma, dando continuidade, e um novo regime compressional e convergente começou a evoluir entre o Cráton Oeste Africano e São Francisco/Congo, de 640 a 620 Ma (Lima, 2007). Devido a isso, houve o surgimento do Ciclo Brasileiro, estágio compreendido entre 900 e 540 Ma.

Durante o Ciclo Brasileiro houve um aumento do grau metamórfico, em condições de fácies anfíbolito, ocasionando a fusão parcial do embasamento e gerando líquidos de composição cada vez mais granítica. Com o aumento da pressão e temperatura, desenvolveram-se grandes quantidades de líquidos anatéticos instalando-se em forma de plútons em meio aos gnaisse-migmatíticos, e foram denominados granitos brasileiros, com idades 580 Ma (Nogueira, 2004; Lima *et al.* 2010).

Nas fases tardias da evolução e cristalização do líquido granítico, originado no Ciclo Brasileiro, os líquidos rico em voláteis alojaram-se em porções mais superiores do plúton, originando o líquido pegmatítico. Durante o colapso das cadeias orogênicas, aproximadamente 530 Ma, no final da orogenia Brasileira, (Lima *et al.*,

2007 e 2009), deu-se a fase rúptil da região gerando fraturas em todos os litotipos. Durante esta fase os líquidos pegmatíticos aproveitaram as zonas de menor tensão e se instalaram.

Ao passar do tempo a erosão afetou os litotipos, expondo o embasamento e os corpos graníticos a processos de intemperismo originando depósitos de natureza colúvio/aluvionar, constituído por sedimentos de granulometria que variam de fina a grossa, como areia, seixos e cascalhos (de idade Cenozóica).

CAPÍTULO 9
CONCLUSÃO

9. CONCLUSÃO

As informações obtidas a partir do mapeamento geológicos em escala de 1:25.000 de uma área com 36 km² situada no Domínio Ceará Central, no Distrito Pegmatítico Solonópole-Quixeramobim, município de Solonópole-CE. A partir de dados obtidos nas análises petrográficas, estruturais e litoestratigráficas, permitiu uma caracterização geológica da região.

As unidades litoestratigráficas aflorantes na área corresponde ao embasamento, constituído por migmatito de idade Paleoproterozóica (aproximadamente 2.1 Ga), com intrusões de plútons graníticos Neoproterozóicos (580 Ma), pegmatitos de idade Cambriana (530 Ma) e coberturas colúvio-aluvionares (Cenozóico a recente). A foliação regional (S_n) é marcada por direções NE-SW.

O evento orogênico Brasileiro gerou a fusão parcial de rochas metassedimentares, o que contribuiu na formação do embasamento gnáissicos-migmatíticos. O embasamento é constituído por migmatitos, que foram divididos em dois tipos: os metatexitos e diatexito. São marcado por estruturas planares que correspondem à foliação do metatexito (S_n), caracterizado pelo seu bandamento composicional (melanossoma e leucossoma) de composições mineralógicas diferentes que alternam entre si. Apresentam direções NE-SW e podem sofrer dobramentos devido à mudanças de direções dos esforços deformacionais pré-existent. Os metatexitos apresentam baixo grau de fusão, pois a característica original da rocha permanece preservada, devido à presença visível do leucossoma e melanossoma. O leucossoma, quando dispostas em grandes escalas, possui composição semelhante ao granito, constituída por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e muscovita e acessórios como granada; e o melanossoma, em pequena escala, é constituída por biotita, opacos e granada. Os diatexitos correspondem à estruturas que são quase completamente destruídas devido à alta taxa de fusão. Possuem granulação variada, fraturas preenchidas por quartzo, podem apresentar intrusões tardias de pegmatitos e por vezes apresentam-se alojados nos metatexitos, como estágios iniciais de transformação, que aparentemente encontram-se de maneira discordante do metatexito.

Durante o Ciclo Brasileiro houve um aumento do grau metamórfico, em condições de fácies anfíbolito, ocasionando a fusão parcial do embasamento e gerando

líquidos de composição cada vez mais granítica. Os granitos são encontrados sob forma de plútons intrudidos no embasamento gnáissico-migmatítico e foram classificados em Monzogranito (devido a presença de plagioclásio e feldspato potássico com a mesma proporção e duas micas, muscovita e biotita, também com a mesma proporção); Sienogranito (rico em feldspato potássico); e Granodiorito (rico em plagioclásio e biotita). Monzogranito apresentam injeções ou intrusões do Sienogranito no Granodiorito, com pegmatitos associados. Em alguns granitos foi possível identificar alinhamento preferencial de minerais micáceos (S_{n+1}), devido ao fluxo magmático durante a instalação dos corpos graníticos, apresentando planos preferenciais na direção S-SE.

Nas fases tardias da evolução e cristalização do magma, os líquidos ricos em voláteis ascenderam-se e intrudiram as supracrustais. Os pegmatitos são fases hidratadas e ricas em voláteis, apresentam espessuras que variam de centimétrica a métrica, sob a forma de lentículas e de diques, composta principalmente por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico e muscovita. Muitas vezes apresentam-se mineralizados em turmalina, berilo, amblygonita, apatita, lepidolita, tantalita-columbita e espodumênio. Geralmente são discordantes em relação às encaixantes (granitos e migmatitos), orientados predominantemente segundo direções NE-SW e E-W. Com base nos critérios mineralógicos e texturais definido por Johnston (1945), pode-se dizer que os pegmatitos encontrados na área são heterogêneos e em poucos casos são zonados. Foram efetuadas análises preliminares, no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) e Sistema de Dispersão de Energia (EDS), de minerais coletados em dois corpos pegmatíticos, denominados por “Mina do Zé Pelone” e “Mina do Cristal”, com intuito de determinar a potencialidade econômica das ocorrências. Dos minerais analisados, a muscovita e o feldspato (albita) são encontrados em maior quantidade em ambos os corpos pegmatíticos estudados, onde revela a existência de zonas propícias, em ambos os corpos, à exploração com potencial econômico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, A. R., Parente, C. V. & Arthaud, M. H. 2008. **Geologia da Folha Itatira**. Brasília. CPRM.
- Almeida, F.F.M., Melcher, G.C., Cordani, U.G., Kawashita, K. & Vandomos, P.1968. **Radiometric age determinations from northern Brazil**. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, V. 18 (1): 3-14.
- Amaral, W. S., 2011. **Caracterização estrutural, geoquímica, geocronológica e aerogeofísica das sequências de rochas máfica e ultramáfica da região de Novo Oriente-CE, Domínio Ceará Central, NE do Brasil**. Projeto Universal CNPq, Fortaleza. 22p.
- Arthaud, M. H., 2007. **Evolução Neoproterozóica Do Grupo Ceará (Domínio Ceará Central, NE do Brasil): Da Sedimentação a Colisão Continental Brasileira**. In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, Campina Grande – PB, Boletim de Resumos, 6: 363 – 391.
- Arthaud, M.H. 2005. **Geologia e tectônica no Domínio Ceará Central**. Qualificação ao Doutorado em Geologia, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília (UNB). 270p.
- Arthaud, M.H., Vasconcelos, A.M., Nogueira Neto, J.A., Oliveira, F.V.C., Parente, C.V., Monié, P., Liegeois, J.T., Caby, R. & Fetter, A. 1998. **Main structural features of Precambrian domains from Ceará (NE Brazil)**. In: International conference on Basement Tectonics, 14, 1998, Ouro Preto. Abstracts... Ouro Preto: UFOP.
- Cavalcante, J. C. 1999. **Limites e evolução do Sistema Jaguaribeano, Província Borborema, Nordeste do Brasil**. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Brasil.
- Cavalcante, J.C., Vasconcelos, A.M., Medeiros, M.F., Paiva, I.P., Gomes, F.E.M., Cavalcante, S.N., Cavalcante, J.E., Melo, A.C.R., Duarte Neto, V.C. & Benevides, H.C. 2003. **Mapa Geológico do Estado do Ceará – Escala 1:500.000**. Fortaleza, Ministério das Minas e Energia, CPRM.
- Cerný, P. 1991. **Rare-element granitic pegmatites. Part II: regional to global environments and petrogenesis**. *Geoscience Canada*, 18 (2): 68-81.
- Dantas, E. L., Van Schmus, W. R., Hackspaker, P. C., Fetter, A. H., Brito Neves, B. B., Cordani, U., Nutman, A. P. & Williams, I. S. 2004. **3.4-3.5 Ga São José do Campestre massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America**. *Precambrian Research*, 130, 113-137.
- Duarte, L. C., Juchem, P. L., Pulz, G. M., Brum, T. M. M., Chodur, N., Liccardo, A., Fischer, A. C. & Acauan, R. B. 2003. **Aplicações de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) e Sistema de Energia Dispersada (EDS) no Estudo de Gemas: exemplos brasileiros**. Instituto de Geociências, UFRGS. Porto Alegre, RS. 30 (2): 3-15.

Fetter, A.H., Saraiva Dos Santos, T.J., Van Schmus, W.R., Hachspacher, P.C., Brito Neves, B.B., Arthaud, M.H. Nogueira Neto, J.A. & Wernick, E. 2003. **Evidence for neoproterozoic continental arc magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of west Gondwana.** *Gondwana Research*, 6(2): 265-273.

Fetter, A.H. 1999. **U–Pb and Sm–Nd Geochronological constraints on the crustal framework and geological history of Ceará State, NW Borborema Province, NE. Brazil: implications for the assembly of Gondwana.** Ph.D. Thesis, University of Kansas.

Johnston Jr., W.D. 1945. **Pegmatitos Berilo – Tantalíferos de Parelhas. Rio Grande do Norte.** *Mineração e Metalurgia*. Vol. VIII. (46): 296-272.

Leal Neto, A. 2005. **Pegmatito Várzea Torta: Caracterização geoquímica e relações com os granitos de anatexia adjacentes.** Dissertação de Mestrado. Curso de Mestrado em Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Ceará-UFC, Fortaleza. 105pp.

Lima, M.N., Nogueira Neto, J.A., Azevedo, M.R. & Valle-Aguado, B. 2010. **Geologia y geocronología U-Pb Del granito de Banabuiú, Noreste de Ceará, Brasil. Estudios Geológicos**, manuscrito aceptado, doi:10.3989/egeol.40196.113.

Lima, M. N., Azevedo, M. R., Nogueira Neto, J. A., Rosa, G. M. & Cordani, U. G. 2009. **Rb-Sr and K-Ar Ages For Pegmatites From The Banabuiu Region, Borborema Province, Brazil.** *Estudos Geologicos* v. 19 (2), 2009.

Lima, M. N. 2008. **Caracterização litogeoquímica do granito Banabuiú e seus encaixantes (Brasil) – Universidade de Aveiro, 2008. Mapeamento Geológico e Potencial Metalogenético de uma Porção Localizada no Município de Banabuiú, Nordeste do Estado do Ceará (Área II) – Fortaleza, Ceará – UFC.**

Lima, M.N., Nogueira Neto, J.A., Azevedo, M.R.M.A. & Garcia, M.G.M. 2007. **Sm-Nd T_{DM} Ages in Pegmatites from the Quixeramobim-Solonópole Pegmatitic District, Banabuiú Region, Northeastern Brazil. In: Granitic Pegmatites: the state of the arts – International Symposium, Porto. p. 54-55.**

Lima, M. N. 2006. **Mapeamento Geológico e Potencial Metalogenético de uma Porção Localizada no Município de Banabuiú, Nordeste do Estado do Ceará (Área II).** Universidade Federal do Ceará – UFC, Fortaleza – Ceará. Monografia de Graduação. 92pp.

Lima, M. N. 2002. **Aspectos da Lavra de feldspato em pegmatitos da Província da Borborema.** Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Campina Grande. Departamento de Mineração e Geologia. Campina Grande – PB.

Marques Jr., F., Nogueira Neto, J.A. & Neri, T.F.O. 1988. **Contribuição à Geologia do Campo Pegmatítico de Berilândia, Ceará.** Livro de resumos do XXXV Congresso Brasileiro de Geologia, Belém. 1: 329–337.

Marques Jr., F. 1992. **Geologia do Campo Pegmatítico de Berilândia-Ce.** Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo-USP. 152 pp.

Marques Jr., F. & Nogueira Neto, J.A. 1992. **Considerações Petrogenéticas do Campo Pegmatítico de Berilândia (CE).** Livro de resumos do 37º Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia. 2: 53-54. Mont' Alverne, A. A. F., Jardim de Sá, E. F., Derze, G. R., Dantas, J. R. A., Ventura, P. E. O. 1998. Mapa Geológico do Rio Grande do Norte / PETROBRÁS / CPRM.

Moreira, M. A. M. & Silva, C. A. 2012. **Estudo dos Pegmatitos Litíferos da Região de Solonópole – CE.** DNPM.

Rosa, G. M., Lima, M. N. & Nogueira Neto, J. A. 2008. **Período de Alojamento e Relações Petrogenéticas entre Pegmatitos e Rochas Encaixantes da Região de Banabuiú-Solonópole (CE), Sub-Província Pegmatítica do Ceará.** Universidade Federal do Ceará, Fortaleza – CE. Relatório Final do Projeto de Pesquisa do Programa Institucional de Bolsas de Iniciação Científica – PIBIC/CNPq. 17p.

Rosa, G. M. 2011. **Petrografia, química mineral, litoquímica e caracterização tecnológica de litotipos de uma área a oeste de Banabuiú – CE.** Dissertação (Mestrado), universidade Federal do Ceará, centro de Ciências. Fortaleza – CE.

Sawyer, E.W. 2008. **Working with migmatites: Nomenclatura for the constituent parts.** In: Sawyer, E.W. & Brown, M. (Edt.), *Working with Migmatites*, Mineralogical Association of Canada Short Course 38.

Souza, J.V. 1985. **Geologia dos Pegmatitos de Metais Raros da Região W e NW de Solonópole – Ce (Brasil).** Tese de Professor Titular, Centro de Ciências, Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará-UFC. 109pp.

Van Shmus, W. R., Brito Neves, B. B., Hackspacher, P., Fetter, A. H., Kozuch, M., Dantas, E. L. & Babinski, M. 1997. **The Borborema Province: A Collage of Polycyclic Crustal Domains in NE Brazil.** In: XVII Simpósio de Geologia do Nordeste, Volume 15, p. 115 – 120. Fortaleza –CE.

Van Schmus, W. R., Brito Neves, B. B., Williams, L. S., Hackspacher, P. C., Fetter, A. H., Dantas, E. L. & Babinski, M. 2003. **The Seridó Group of NE Brazil, a late pre- to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHIRIMP U-Pb detrital zircon ages and Sm-Nd crustal residence (T_{DM}) ages.** Precambrian Research, 127, 287-327.

Vidal, F. W. H., Sales, F. A. C. B., Roberto, F. A. C., Sousa, J. F. & Mattos, I. C. 2005. **Rochas e minerais industriais do Estado do Ceará –Fortaleza: CETEM/ UECE/ DNPM/ FUNCAP/ SENAI, 2005.**

Vidal, F.W.H. & Nogueira Neto, J.A. 2005. **Minerais de Pegmatitos**. In: Vidal, F.W.H., Sales, F.A.C.B., Roberto, F.A.C., Sousa, J.F., Mattos, I.C. Rochas e Minerais Industriais do Estado do Ceará. CETEM / UECE / DNPM / FUNCAP / SENAI, Fortaleza. p. 67 – 82.

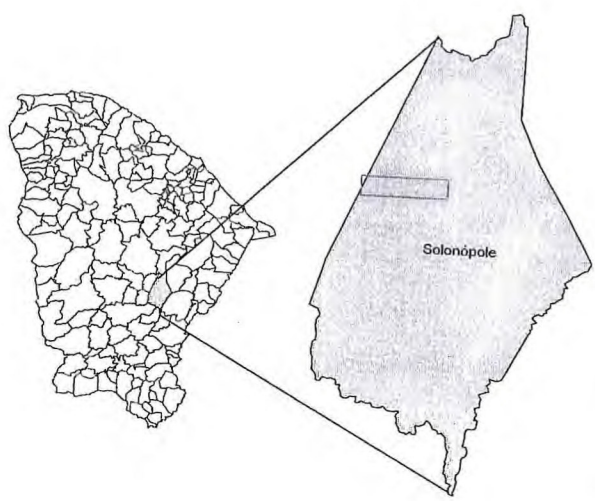
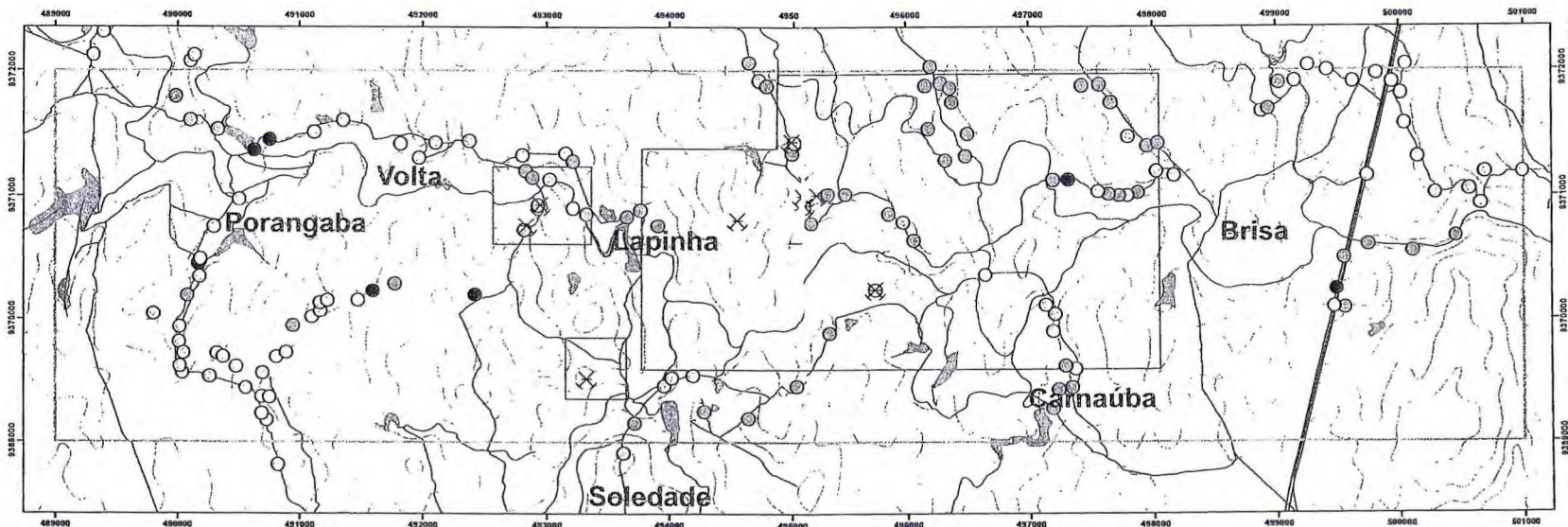
Whitney, D.L, Evans, B.W. 2010. **Abbreviations for names of rock-forming minerals**. American Mineralogist, Volume 95, pages 185–187.

Winkler, H. G. F. 1978. **Petrogenesis de Rocas Metamórficas**. Ed. Espanola, Tradução Cesar Casquet & Mercedes Peinado. H. Blume Ediciones, Madrid.

Yardley, B. W. D. 2004. **Introdução à Petrografia Metamórfica**. 2º Edição, Tradução Reinhardt Adolfo Fuck. EDUB, Brasília.

ANEXOS

MAPA DE PONTOS




UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
 CENTRO DE CIÊNCIAS
 DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
 Relatório de Graduação

**MAPEAMENTO GEOLÓGICO DE UMA PORÇÃO
 INSERIDA NO DISTRITO PEGMATÍTICO
 SOLONÓPOLE-QUIXERAMOBIM A NOROESTE DO
 MUNICÍPIO DE SOLONÓPOLE – CE.**


ANEXO: MAPA 01

Amanda de Macêdo Peixoto

 Orientador: Prof. Dr. José de Araújo Nogueira Neto

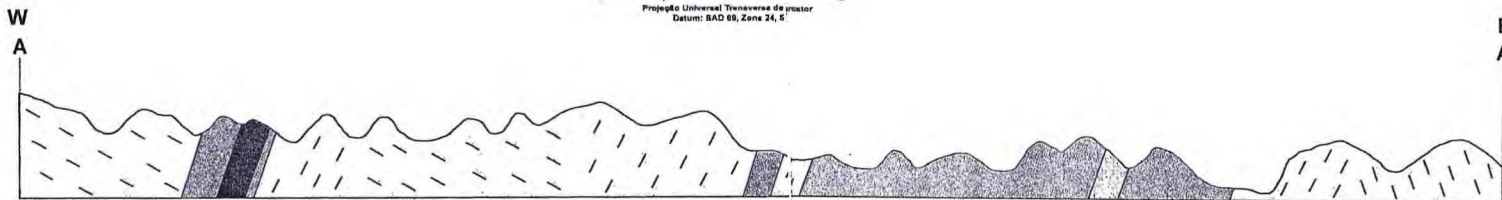
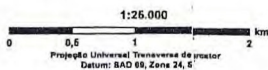
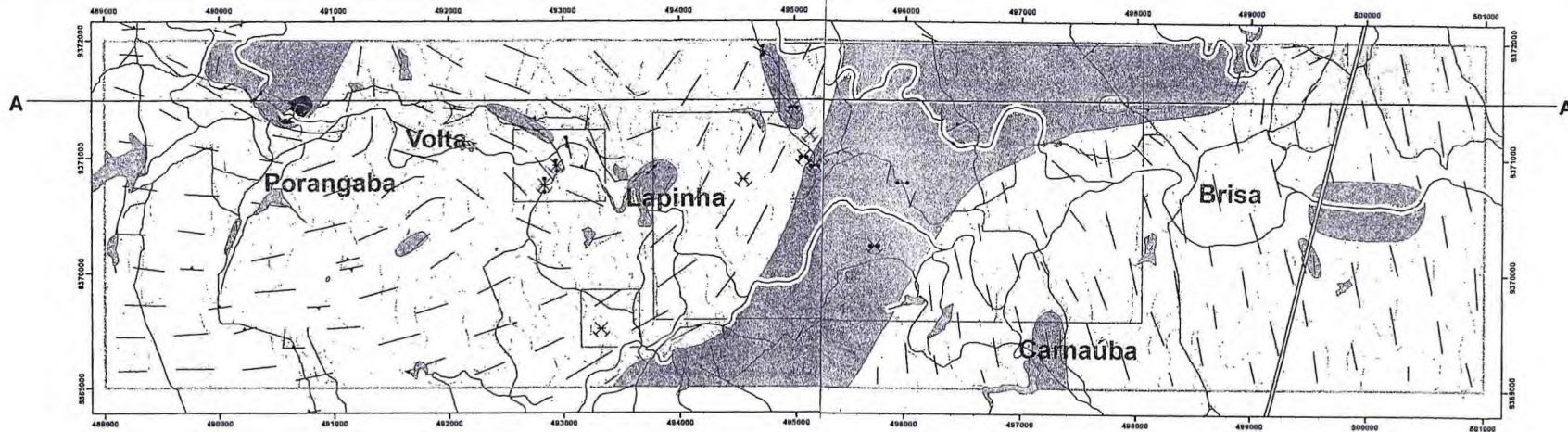
LEGENDA

Litologias <ul style="list-style-type: none"> ● Arfibolito ● Diatexito ● Granodiorito ○ Metatexito ● Monzogranito ● Pegmatito ● Sienogranito 	Convenções Cartográficas <ul style="list-style-type: none"> — Estradas == Rodovia - BR122 ~ Curva de nível - 10 m ~ Drenagem Corpos d'água Área de estudo 	Recursos Minerais <ul style="list-style-type: none"> ✕ Mina Inativa □ Processo Mineralário - DNPM
---	---	---

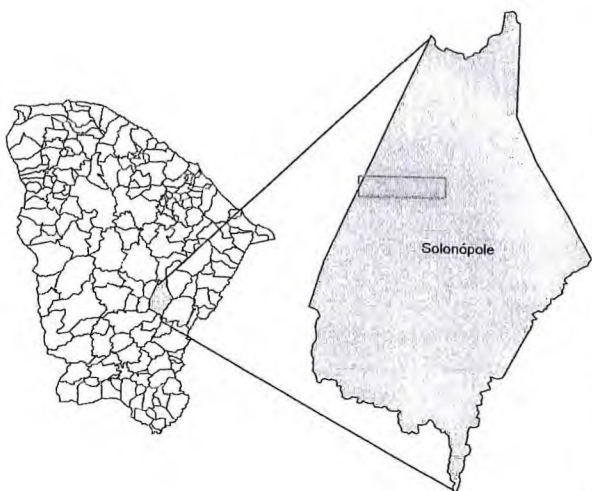


Declinação Magnética - Solonópole/CE
Fonte: Observatório Nacional

MAPA GEOLÓGICO



Escala Horizontal 1:25.000
Escala Vertical 1:15.000



LEGENDA

Descrição das unidades

- Dolozeito Alveolares: arenia, quartzosa e telocítica; conglomerática ou não; caudalosa e argila.
- GRANITOS BISABULIANOS
- Metagranito de granulação fina a grossa, com matriz escura, predominantemente de rochas metamórficas; vários tipos de foliação e de deformação.
- Metagranito de granulação média a grossa, coloração clara.
- Ovoides: apimentado granuloso fino e grosso de médio a alto potássio.

COMPLEXO ACOPIANA

Dolozeito: migmatite de composição granítica; de estruturas foliadas e anedras; dominadas por quartzo e podem apresentar estruturas lineares de deformação e "cristais" isolados peroclásticas.

Metagranito: migmatite de estruturas asteníticas e em todo, dominadas predominantemente de modo granitiformes da Unidade Açupica; litologias de composição granítica e variadas, com ocorrência de granada e metacarbonato com matriz metamórfica; granulação média a grossa; estruturas foliadas e de deformação; vários tipos de foliação e de deformação.

Convenções geológicas

- Foliação
- Linhas de estruturas
- Diques pegmatíticos

Recursos minerais

- X Uma jazida
- Processo Mineral - OPIUM

Convenções cartográficas

- Curva de nível - 10m
- Rodovia - BR122
- Estrada
- Córrego e Rio
- Drenagem

Orientador: Magda - Solonópole
Folha: Quixeramobim
Escala: 1:25.000


UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ
 CENTRO DE CIÊNCIAS
 DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
 Relatório de Graduação

MAPEAMENTO GEOLÓGICO DE UMA PORÇÃO INSERIDA NO DISTRITO PEGMATÍTICO SOLONÓPOLE-QUIXERAMOBIM A NOROESTE DO MUNICÍPIO DE SOLONÓPOLE - CE.

ANEXO: MAPA 02
Amanda de Macêdo Peixoto
 Orientador: Prof. Dr. José de Araújo Nogueira Neto