



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

**DILLANO RODRIGUES BASTOS XIMENES**

**PETROGÊNESE DA SEQUÊNCIA METASSEDIMENTAR EM CANINDÉ,  
COMPLEXO CEARÁ, PROVÍNCIA BORBOREMA**

**FORTALEZA**  
**2016**

**DILLANO RODRIGUES BASTOS XIMENES**

**PETROGÊNESE DA SEQUÊNCIA METASSEDIMENTAR EM CANINDÉ,  
COMPLEXO CEARÁ, PROVÍNCIA BORBOREMA**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará, como parte dos requisitos para a obtenção de Mestre em Geologia.

Área de Concentração: Geodinâmica e Recursos Minerais.

Orientadores: Christiano Magini e Afonso Rodrigues de Almeida

**FORTALEZA**

**2016**

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)

---

- X34p Ximenes, Dillano Rodrigues Bastos.  
Petrogênese da Sequência Metassedimentar em Canindé, Complexo Ceará, Província Borborema /  
Dillano Rodrigues Bastos Ximenes. – 2016.  
121 f. : il. color.
- Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências, Programa de Pós-Graduação  
em Geologia, Fortaleza, 2016.  
Orientação: Prof. Dr. Christiano Magini.  
Coorientação: Prof. Dr. Afonso Rodrigues de Almeida.
1. Paleoproterozoico. 2. Sequência Plataformal. 3. QPC. I. Título.

CDD 551

---

**DILLANO RODRIGUES BASTOS XIMENES**

**PETROGÊNESE DA SEQUÊNCIA METASSEDIMENTAR EM CANINDÉ,  
COMPLEXO CEARÁ, PROVÍNCIA BORBOREMA**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará, como parte dos requisitos para a obtenção de Mestre em Geologia.

Área de Concentração: Geodinâmica e Recursos Minerais.

Orientadores: Christiano Magini e Afonso Rodrigues de Almeida

Aprovado em: \_\_\_\_/\_\_\_\_/\_\_\_\_

**BANCA EXAMINADORA**

---

**PROF. DR. CHRISTIANO MAGINI (PRESIDENTE)**

UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ (UFC)

---

**PROF. DR. AFONSO RODRIGUES DE ALMEIDA**

UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ (UFC)

---

**PROF. DRA. TEREZA FALCÃO DE OLIVEIRA NERI**

UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ (UFC)



À DEUS, MEUS PAIS E FAMILIARES

## AGRADECIMENTOS

À Deus, aos meus pais (Valdir e Francisca), irmã (Dilly) e familiares, pela paciência, amor, carinho, apoio e esperança de um dia eu ser alguém.

À minha namorada Herdivânia, que acreditou, incentivou, correu atrás, teve paciência em momentos difíceis, compartilhou momentos alegres e que me guia sempre para o melhor caminho, com seus conselhos, amor e carinho que tem por mim.

Ao meu primo James (*in memorian*), que por muito tempo foi um companheiro de conversas e risadas em momentos difíceis de sua vida. Ele que foi sempre um guerreiro que superou várias batalhas, mas infelizmente nos deixou muito cedo.

Aos professores orientadores Afonso Rodrigues de Almeida e Christiano Magini, como também ao corpo docente do Departamento de Geologia da instituição, em especial, aos professores Clóvis Vaz Parente, César Ulisses Vieira Veríssimo, José de Araújo Nogueira Neto, Michel Henri Arthaud (*in memorian*), Otaciel de Oliveira Melo, Tereza Falcão de Oliveira Neri, Sebastian Gonzalez Chiozza pelos ensinamentos durante toda a minha trajetória. Também, aos professores colaboradores da instituição Sérgio Pacheco Neves (UFPE), Rudolph Allard Johannes Trouw (UFRJ), Renato de Moraes (USP), João Mata (Ulisboa), Neivaldo Araújo de Castro (UFSC), pelos conhecimentos transmitidos. Aos funcionários do Departamento de Geologia (UFC), Saulo, Leal, Lobinho, Valmi, Verônica, Mara e Júnior.

Aos funcionários dos laboratórios de Geocronologia e de Microsonda Eletrônica da Universidade de Brasília, em especial aos professores Elton Luiz Dantas, Reinhardt Adolfo Fuck, Nilson Francisquini Botelho, Claudinei Gouveia de Oliveira, César Fonseca Ferreira Filho, Sylvia Maria Araújo, Erico Natal Pedro Zacchi e Jacqueline Menez Machado, pelo investimento e apoio nos laboratórios.

Aos amigos e colegas, Queilane Chaves, Gabriell Lessa, Marcelo Cavalcante, Renata Cadorini, João Paulo Pitombeira, Raphaelle Almeida e a todos que agregaram durante minha vida acadêmica.

Ao projeto ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Estudos Tectônicos (CNPq/INCT-ET), ao PROCAD/NF (UFC-UNB) e FUNCAP.

## RESUMO

A Sequência Metassedimentar na região de Canindé, a norte do Estado do Ceará, está inserida no Complexo Ceará, do Domínio Ceará Central, na Província Borborema Setentrional. Técnicas de mapeamento geológico, análise petrográfica, química mineral e geocronologia auxiliaram para a descrição da sequência de sedimentação plataformal do tipo quartzito-pelito-carbonato, metamorfisada em médio a alto grau. Petrograficamente, a sequência é constituída por litotipos oriundos de sedimentos quartzosos, pelíticos e carbonáticos, gerando uma associação de metarcóseos, xistos, migmatitos, anfibolitos, calcissilicáticas e mármore, todos paralelos e com contatos gradacionais entre si. Também, são encontrados albítos granitos e dioritos, interpretados como produto da fusão parcial de anfibolitos, associados a restitos ricos em tremolita/actinolita. Estruturalmente, a área é marcada por feições dúcteis (foliações, megadobras, zona de cisalhamento e tectônica de empurrão) e frágeis (falhas e fraturas). O grau metamórfico alcançou a fácies anfibolito alto ao granulito, o pico metamórfico na fácies granulito é evidenciado pela associação diopsídio + grafita em metacarbonatos. As pressões calculadas pela calibração de alumínio em anfibólio, deram resultados entre 2 e 7Kbar, essa diferença foi relacionada aos sítios de dilatação gerados por fraturas escalonadas. A diminuição da pressão proporcionou a fusão dos litotipos com a geração dos migmatitos e granitos. A composição dos granitos está relacionada ao litotipo que passou por fusão *in situ*. Para a identificação da coluna estratigráfica da sequência plataformal foram realizadas análises de isótopos de U-Pb em xistos, anfibolitos, diatexito e gnaisse calcissilicático, cuja sedimentação da bacia é registrada em idade máxima no Riacciano e o metamorfismo durante o evento Brasileiro.

**Palavras-chave:** Paleoproterozoico. Sequência Plataformal. QPC.

## ABSTRACT

The metasedimentary sequence in Caninde region, north of the State of Ceará, is inserted in Ceará Complex, Ceará Central Domain in northern Borborema Province. Geological mapping techniques, thin and polished sections petrography, mineral chemistry, and geochronology have been useful in the distinction of the plataformal sedimentation sequence of quartzitic-pelitic-carbonate type, metamorphosed in medium to high grade. Petrographically, the sequence consists of lithologies derived from quartz sediments and pelitic carbonate, generating a association of meta-arkose, schists, migmatites, amphibolite, calc-silicatic rocks and marbles, all parallel and gradual contacts with each other. Also, they are found albite granites and diorites, interpreted as a product of partial melting of amphibolites associated with restites rich in tremolite / actinolite. Structurally, the area is marked by ductile features (foliation, megadobras, shear zone and thrust tectonics) and fragile (faults and fractures). Metamorphic grade reached the high amphibolite facies to granulite, the metamorphic peak in granulite facies is evidenced by the association diopside + graphite in metacarbonates. The pressures calculated by the calibration Al amphibole, gave results between 2 and 7Kbar, this difference was related to the expansion sites generated scaled fractures. The decrease in pressure provided the melting of lithologies with the generation of migmatites and granites. The composition of granite is related to lithotype that situ melting. To identify the stratigraphic column plataformal sequence analyzes were performed in U-Pb isotopes in schists, amphibolites, and diatextito calcissilicático gneiss, whose sedimentation basin is recorded in maximum age at Riacyano and metamorphism during the Brasiliano event.

**Keywords:** Paleoproterozoic. Plataformal Sequence. QPC.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1: Mapa de Localização da área de estudo.....	21
Figura 3.1: Subdivisão da Província Borborema e localização da área de estudo (Arthaud, 2007) .....	27
Figura 4.1: A. Afloramento de sillimanita xisto. B. Detalhe do litotipo exibindo alinhamento dos cristais de sillimanita.....	31
Figura 4.2: A. Aglomerado de granada em xisto bastante alterado. B. Disposição do bandamento no litotipo, mostrando porção micácea (escura) e quartzo-feldspática (clara) .....	32
Figura 4.3: A. Textura lepidogranoblástica no xisto e assembleia mineralógica constituída por sillimanita, muscovita, quartzo e plagioclásio (nicol cruzado). B. Cristais de plagioclásio apresentando ou não geminações (nicol cruzado). C. Mineral de plagioclásio passando por processo de sericitização (nicol cruzado). D. Aglomerados de granada no xisto (luz natural) .....	33
Figura 4.4: A. Lente in situ de direção N-S dos metaconglomerados. B. Plano principal de deformação XZ mostrando a dispersão dos porfiroblastos no conglomerado. C. No contato entre a matriz e blasto, em corte XZ, há presença de granada. D. Nota-se a diferença mineralógica entres os litotipos, em corte YZ.....	34
Figura 4.5: A. Textura granolepidoblástica observado na matriz do metaconglomerado (nicol cruzado). B. Grande cristal de zircão incluso no plagioclásio (nicol cruzado). C. e D. Seção mostrando a sillimanita fibrosa e a diferença mineralógica em relação a matriz (C. nicol cruzado e D. luz natural) .....	35
Figura 4.6: A. Morrote de mármore, bastante fraturado. B. Afloramento verticalizado do litotipo. C. e D. Detalhes do mármore puro, é possível visualizar pequenos minerais pretos, por vezes oxidados. E. e F. Fraturas preenchidas por material calcissilicático, provavelmente de fluidos das rochas adjacentes.....	36
Figura 4.7: A. Intercalação de camadas de mármore puro com camadas ricas em flogopita. B. Detalhe da intercalação do mármore com flogopita com uma camada de rocha calcissilicática constituída basicamente de grafita, carbonatos e clinopiroxênio. Nota-se também que no contato entre as camadas tem a blastese de granada .....	37
Figura 4.8: A. Grão arredondado de plagioclásio em matriz carbonática (nicol cruzado). B. Lamelas de flogopita com os minerais carbonáticos, caracterizando textura lepidogranoblástica	

- (nicol cruzado). C. Concentração de plagioclásio junto com os minerais carbonáticos (nicol cruzado). D. Detalhe da geminação Polissintética, segundo a lei da Albita-Periclina no plagioclásio (nicol cruzado). E. Reação de desidratação da mica com a geração de microclina (nicol cruzado). F. Cristal de tremolita no mármore (nicol cruzado) .....38
- Figura 4.9: A. Cristal de diopsídio com presença de carbonatos e plagioclásio (nicol cruzado). B. Cristal em flake de grafita no mármore (luz refletida nicóis paralelos) .....39
- Figura 4.10: A. Afloramento de calcissilicática com granada. B. Amostra de mão, com granadas centimétricas .....39
- Figura 4.11: A. Pods de diopsídio em matriz anfibolítica. B. Intercalação de anfibolito com calcissilicática. C. Afloramento de maior extensão de calcissilicática bandada. D. Bloco solto de calcissilicática .....40
- Figura 4.12: A. Cristais de hornblenda e diopsídio xenoblásticos, com inclusão de granada no anfibólito (luz natural). B. Inclusões de titanita, nos planos de clivagem da hornblenda (luz natural). C. Clorita secundária, com cristais de calcita e porfiroblasto de granada com textura poiquilítica (luz natural). D. Cristais de turmalina, apresentando cor azul (luz natural). E. Plagioclásios com geminações diversas, notar linha formada por titanitas. Percebe-se também a presença de uma massa carbonáticas fina (nicol cruzado). F. Granada idioblástica, em meio ao quartzo (luz natural).....41
- Figura 4.13: Elevação com rochas calcissilicáticas com níveis hidrotermalizados e com fusão parcial .....42
- Figura 4.14: A. Camada métrica in situ da calcissilicática epidotizada. B. Bloco solto do litotipo em fácies com bandamento rítmico mineralógico. C. Macroveio de epidoto no litotipo. D. Veio de hematita discordante a encaixante. E. Rocha mostrando o litotipo mais rico em epidoto. F. Megacristais de epidoto gerados pelo durante a alteração .....43
- Figura 4.15: A. e B. Aglomerados de cristais de epidoto, com biotita quase totalmente cloritizada. Apresenta também grãos de quartzo e titanita, com textura granoblástica (luz natural). C. Cristais de tremolita com hábitos fibrosos (nicol cruzado). D. Plagioclásio turvo com microinclusões de óxido de ferro (luz natural).....44
- Figura 4.16: A. Afloramento de dimensões métricas de meta-arcóseo. B. Detalhe do litotipo apresentando tonalidade esbranquiçada, textura média e estrutura maciça.....45
- Figura 4.17: A. Grãos de diopsídio e plagioclásio de tamanhos variados (luz natural). B. Cristais de calcita, diopsídio e plagioclásio (nicol cruzado). C. Plagioclásios apresentam geminação Albita e Albita-Periclina (nicol cruzado). D. Fácies com grafita, sendo possível visualizar os

grandes cristais de diopsídio em contato com a grafita (nicol cruzado). E. Flake de grafita (luz refletida). F. Cristal de rutilo (luz natural).....	46
Figura 4.18: A. Afloramento de dimensões métricas de meta-arcóseo. B. Detalhe do litotipo apresentando tonalidade esbranquiçada, textura média e estrutura maciça.....	47
Figura 4.19: A. e B. Nota-se os cristais de plagioclásio em processo de seritização (nicol cruzado) .....	48
Figura 4.20: A. Rochas anfibolíticas bandada em afloramento sub-verticalizado. B. Anfibolito com leucossoma albita-granítico .....	48
Figura 4.21: A. Detalhe do bandamento composicional do anfibolito. B. Anfibolito maciço demonstrando porção granadífera .....	49
Figura 4.22: A. Hornblenda e plagioclásio em textura nematoblástica, nota-se pleocroísmo da hornblenda de tons castanhos a verde oliva (luz natural). B. Geminação Polissintética do plagioclásio segundo a lei da Albita ou ausente (nicol cruzado).....	49
Figura 4.23: A. B. e C. Seção delgada dos granadas anfibolitos. As ilmenitas possuem coronas de titanita, às vezes, formando simplectitos. Os cristais de granadas formam aglomerados preenchendo os espaços entre as hornblendas (luz natural). D. Presença de apatitas inclusas no plagioclásio (luz natural) .....	50
Figura 4.24: Bloco solto de gnaiss calcissilicático. B. Dique pegmatítico em contato brusco com o litotipo.....	51
Figura 4.25: A. Bandamento composicional no gnaiss calcissilicático, com lamelas de biotita alinhada (nicol cruzado). B. Cristal de anfibólio e granada (nicol cruzado). C. Detalhe do mineral de piroxênio (luz natural). D. Assembleia mineralógica básica do litotipo (nicol cruzado) .....	52
Figura 4.26: A. Metatexito com estruturas dobrada e febrítica, segundo a classificação de Menert (1968) .....	53
Figura 4.27: A. Afloramento decamétrico de metatexito. B. Metatexito com porfiroblastos de granada. C. Terreno arrasado com afloramento métrico de diatexito. D. Estrutura dobrada, segundo a classificação de Menert (1968). E. Aumento da fusão parcial, sendo observado um estágio mais avançado da textura dobrada. F. Porções nebulíticas, formadas pelo aumento da taxa de fusão parcial .....	54
Figura 4.28: A e B. Porção mesossomática da rocha, com presença de minerais restíticos, como a biotita e granada. Também, há presença de minerais neoformados, como plagioclásio e quartzo (nicol cruzado).....	55

- Figura 4.29: A. Representa o melanossoma da seção, com hornblenda e biotita (luz natural). B. Leucossoma com lamela restítica de biotita (nicol cruzado). C e D. Leucossomas com cristais bem desenvolvidos de plagioclásio com geminação segundo a lei da albita-periclina e inclusão de plagioclásio mais antigo (C) e microclina com textura pertítica e inclusão de quartzo (D) (nicol cruzado).....56
- Figura 4.30: A. Bloco solto de diorito. B. Detalhe do diorito .....57
- Figura 4.31: A. Matriz constituída por plagioclásios e cristal de tremolita restítica. Notar textura de albitização. B. Cristais de tremolita com terminações fibrosas em matriz de plagioclásio .....57
- Figura 4.32: A. Afloramento de albita granito, intercalado com calcissilicáticas e rochas ricas em tremolita, possivelmente restíticas da fusão que gerou o albita granito. B. Detalhe do afloramento, mostrando a rocha com coloração branca. C. Bandas centimétricas de albita granitos intercalados a anfibólitos .....58
- Figura 4.33: A. Textura granoblástica observada no litotipo (nicol cruzado). B. Detalhe da tremolita restítica e titanita como acessório (nicol cruzado) .....59
- Figura 4.34: A. Dique de diabásio com direção 100°Az. B. Forma arredondada concêntrica em bloco de basalto .....60
- Figura 4.35: A. Assembleia mineralógica básica do dique de diabásio (nicol cruzado). B. Cristais de apatita incluso no plagioclásio (nicol cruzado). C. Detalhe dos cristais de piroxênio, plagioclásio e apatita (nicol cruzado). D. Cristal ripiforme de plagioclásio com aglomerados de apatitas inclusas (nicol cruzado).....61
- Figura 4.36: A. Xenólitos angulosos de rochas subvulcânicas granofítica ou remobilizados de quartzo. B. Detalhe dos clastos na matriz.....62
- Figura 4.37: A. Xenólito de quartzo deformado bordejado por corona de reação de piroxênio, em matriz composta de plagioclásio (nicol cruzado). B. Cristal de calcita e quartzo no xenólito envolto por piroxênio e anfibólio secundário (nicol cruzado). C. Plagioclásio turvo alterando-se em processo de saussuritização para epidoto, devido a alteração hidrotermal (luz natural). D. Detalhe da borda de reação representada por piroxênio bordejando o xenólito de quartzo e em contato com os cristais de plagioclásio (nicol cruzado) .....63
- Figura 4.38: A. Plagioclásio típico de alterações hidrotermais, apresentando aspecto turvo (luz natural). B. Clorita de tonalidade marrom (luz natural). C. Clorita e epidoto em meio a cristais ripiformes de plagioclásio (nicol cruzado). D. Quartzo intersticial (nicol cruzado) .....64



Figura 4.39: A. Intrusão pegmatítica em afloramento. B. Litotipo recortando rochas anfibolíticas. C. Detalhe do pegmatito mostrando pequenos cristais de afrisita. D. Megacristal de turmalina, podendo atingir tamanho máximo de 30cm .....	65
Figura 4.40: A. Rede de drenagem intermitente com seixos e cascalhos visíveis. B. Sedimentos arenosos em drenagem.....	66
Figura 4.41: Mapa de Pontos.....	67
Figura 4.42: Mapa Geológico .....	68
Figura 5.1: Classificação geral dos anfibólios nos grupos principais .....	71
Figura 5.2: Diagrama de classificação dos anfibólios cálcicos com $BCa > 1,5$ ; $A(Na + K) < 0,5$ e $Ti < 0,5$ .....	72
Figura 5.3: Diagrama de classificação dos anfibólios cálcicos com $BCa > 1,5$ ; $A(Na + K) < 0,5$ e $Ti < 0,5$ , para análise MEV-EDS .....	73
Figura 5.4: Diagrama de classificação dos anfibólios cálcicos com $BCa > 1,5$ ; $A(Na + K) > 0,5$ ; $Ti < 0,5$ e $Fe^{3+} < Al^{VI}$ .....	74
Figura 5.5: Diagrama de classificação dos anfibólios do grupo ferromagnésio monoclinico .....	75
Figura 5.6: Diagrama Q-J de classificação do piroxênio.....	77
Figura 5.7: Diagrama da variação composicional dos piroxênios em função dos componentes moleculares Wo ( $Ca_2Si_2O_6$ ), En ( $Mg_2Si_2O_6$ ) e Fs ( $Fe_2Si_2O_6$ ) .....	78
Figura 5.8: Variação composicional dos minerais do grupo do feldspato, segundo os componentes moleculares de albita (Ab), anortita (Na) e ortoclásio (Or) dos litotipos analisados em Microsonda Eletrônica .....	81
Figura 5.9: Variação composicional dos minerais do grupo do feldspato, segundo os componentes moleculares de albita (Ab), anortita (Na) e ortoclásio (Or) dos litotipos analisados em MEV-EDS .....	82
Figura 5.10: Diagrama composicional das moléculas de Almandina – Espessartita (Als), Piropo (Pyp) e Grossulária (Grs).....	84
Figura 5.11: Diagrama de classificação das cloritas.....	85
Figura 5.12: Diagrama de classificação das biotitas.....	85
Figura 6.1: Acamamento sedimentar reliquiar (S0), mostrado pela intercalação de rochas carbonáticas e pelíticas .....	89
Figura 6.2: A. Mármore maciço. B. Concentrados minerais em mármore.....	90

Figura 6.3: A. Xistosidade verticalizada do litotipo na porção superior da imagem, sendo observada a intercalação do xisto com metatextito. B. Alinhamento paralelo perceptível em sillimanita .....	90
Figura 6.4: A. Estrutura estromática em metatextito. B. Estrutura febítica em metatextito.. .....	91
Figura 6.5: A e B. Estrutura não tectônica do tipo dobrada no diatextito, gerado por fusão parcial .....	91
Figura 6.6: A. Foliação $S_{n+1}$ em milonito. B. Rotação de blastos de quartzo em zona de cisalhamento local .....	92
Figura 6.7: Dobramento do tipo sinforme aberta com geração decorrente a zona de cavalgamento .....	93
Figura 6.8: Diagrama de contorno dos polos da foliação das medidas realizadas na área de estudo.....	93
Figura 6.9: Diagrama de contorno dos polos das medidas retiradas nos flancos da dobra. .....	93
Figura 6.10: A. Deformação frágil tardia em mármore. B. Fratura em nebulitos .....	94
Figura 6.11: Diagrama de roseta das direções de fraturas .....	94
Figura 6.12: A. Esfoliação esferoidal no diabásio. B. Dique in situ com grau de fraturamento intenso no litotipo. C. Brecha vulcânica da Suíte Ceará Mirim. D. Detalhe do litotipo. E e F. Blocos soltos de silexito, em faixas métricas a decamétricas, interpretadas como veios....	95
Figura 6.13: A. Imagem de magnetometria com tratamento da derivada vertical (DZ) .....	96
Figura 6.14: Fraturamento no diabásio.....	96
Figura 7.1: A. e B. Flogopitas sendo formada pelo consumo de dolomita e k-feldspato....	99
Figura 7.2: A. Crescimento de sillimanita a partir da destruição da muscovita. B. Quebra da biotita para formação de Opx, indicando transição de fácies Anfibolito para Granulito ....	101
Figura 7.3: A. Anfibolito, porção restítica da fusão parcial. B. Bolsões de albita granito gerados pela fusão parcial do anfibolito. C. Diorito com porções neoformados e restíticas. D. Pegmatito de composição albita + quartzo e cristais de anfibólios restíticos.....	102
Figura 7.4: A. Diopsídio com inclusões de granada. B. Visualização da matriz albita granítica com grãos restíticos de anfibólio .....	102
Figura 7.5: A. Cristal de anortita, mimetizando a Tschermakita. B. Crescimento de plagioclásio a partir dos planos de clivagem do anfibólio.....	104
Figura 8.1: Localização geográfica das amostras analisadas através do método U-Pb.....	105
Figura 8.2: Zircões em mount da amostra DX106 (xisto) em fotografia no MEV .....	107

Figura 8.3: Diagrama concórdia da amostra DX106 correspondente ao xisto.....	107
Figura 8.4: Análise em MEV dos zircões em mount da amostra DX23 (xisto), utilizado durante o procedimento .....	108
Figura 8.5: Diagrama concórdia da amostra DX23 correspondente ao xisto.....	108
Figura 8.6: Zircões em mount da amostra DX00 (anfíbolito) em fotografia no MEV.....	109
Figura 8.7: A. Diagrama concórdia da amostra DX00 correspondente ao anfíbolito coletado no Rio Camarão (473238mE; 9526612mE) .....	110
Figura 8.8: A. Diagrama concórdia da amostra DX42b correspondente ao anfíbolito coletado na área de estudo.....	110
Figura 8.9: Zircões em mount da amostra DX42b (anfíbolito) em fotografia no MEV .....	111
Figura 8.10: Zircões em mount da amostra DX76 (diatexito) em fotografia no MEV .....	111
Figura 8.11: A. Diagrama concórdia da amostra DX76 correspondente ao diatexito coletado na área de estudo .....	112
Figura 8.12: Zircões em mount da amostra DX58b (ortognaisse) em fotografia no MEV. ....	113
Figura 8.13: Diagrama concórdia da amostra DX58b correspondente ao ortognaisse coletado na área de estudo.....	113

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1.1: Coordenadas UTM (Datum WGS 1984, Fuso 24M) dos vértices limítrofes da área de pesquisa.....	19
Tabela 2.1: Abreviação dos minerais analisados petrograficamente.....	24
Tabela 5.1: Teores químicos dos minerais do grupo do anfibólio analisados nos litotipos supracitados .....	69
Tabela 5.2: Teores químicos dos minerais do grupo dos piroxênios.....	76
Tabela 5.3: Teores químicos dos minerais do grupo do feldspato analisados nos litotipos supracitados .....	79
Tabela 5.4: Teores químicos dos minerais do grupo Da granada analisado nos litotipos supracitados .....	83
Tabela 5.5: Teores químicos dos minerais de clorita analisados nos litotipos supracitados .....	84
Tabela 5.6: Teores químicos dos minerais do grupo das micas analisados nos litotipos supracitados .....	86

## SUMÁRIO

<b>1 INTRODUÇÃO .....</b>	<b>18</b>
1.1 Localização e vias de acesso .....	19
1.2 Objetivo .....	19
1.3 Aspectos Fisiográficos Gerais .....	19
<b>2 MÉTODOS DE TRABALHO .....</b>	<b>22</b>
2.1 Processamento de dados Aerogeofísicos, Espectrais e Radar .....	22
2.2 Análise Petrográfica .....	24
2.3 Análise Estrutural .....	24
2.4 Química Mineral.....	25
2.5 Análise Geocronológica .....	25
<b>3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL .....</b>	<b>26</b>
3.1 Província Borborema.....	26
3.2 Domínio Ceará Central.....	27
3.2.1 Embasamento de Idade Arqueana-Paleoproterozoica .....	28
i. Complexo Cruzeta.....	28
ii. Complexo Gnaiss migmatítico .....	28
iii. Suíte Madalena.....	28
iv. Unidade Algodões .....	29
3.2.2 Coberturas metassedimentares neoproterozoicas .....	29
3.2.3 Granitos e diques neoproterozoicos.....	29
3.2.4 Depósitos molássicos tardi-orogênicos .....	30
3.2.5 Suíte Ceará Mirim .....	30
<b>4 CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA LOCAL E PETROGRÁFICA.....</b>	<b>31</b>
4.1 Xistos.....	31
4.2 Metaconglomerados Intraformacionais .....	33
4.3 Mármore.....	35
4.4 Calcissilicáticas .....	39
4.5 Meta-arcóseos.....	47
4.6 Anfibolitos.....	48
4.7 Gnaiss Calcissilicáticos.....	51

4.8 Migmatitos .....	53
4.9 Dioritos .....	56
4.10 Albita Granito .....	58
4.11 Diques de Diabásio e Brechas .....	59
4.12 Pegmatitos .....	64
4.13 Aluviões Quaternários .....	65
<b>5 QUÍMICA MINERAL .....</b>	<b>69</b>
5.1 Anfibólitos .....	69
5.2 Piroxênios .....	75
5.3 Feldspatos .....	78
5.4 Granada .....	83
5.5 Clorita .....	84
5.6 Micas .....	86
<b>6 GEOLOGIA ESTRUTURAL.....</b>	<b>89</b>
<b>7 METAMORFISMO .....</b>	<b>98</b>
7.1 Mármore .....	98
7.2 Metapelitos .....	99
7.3 Anfibolitos .....	101
<b>8 GEOCRONOLOGIA .....</b>	<b>105</b>
<b>9 CONCLUSÃO.....</b>	<b>114</b>
<b>REFERÊNCIA.....</b>	<b>116</b>

## 1 INTRODUÇÃO

A sequência metassedimentar na região de Canindé está localizada na Província Borborema Setentrional (Almeida *et al.*, 1977, 1981; Van Schmus *et al.*, 1995), pertencente ao Complexo Ceará (Cavalcante *et al.*, 2003), do Domínio Ceará Central (Fetter, 1999; Brito Neves *et al.*, 2000).

A intensa deformação dos litotipos do Complexo Canindé, dificulta o reconhecimento das relações originais entre os estratos e tem gerado ideias divergentes acerca da idade de sedimentação, estratigrafia e evolução das rochas supracrustais, embora vários estudos geocronológicos, estruturais e litogeoquímicos tenham sido realizados ao longo das últimas décadas.

Trabalhos anteriores (*eg.* Braga, 2014) interpretam os anfibolitos como resultado do metamorfismo de basaltos de filiação toleítica, desenvolvidos em ambiente extensional, provavelmente de bacias do tipo *back-arc*. Porém, perante observações de campo e análises laboratoriais, sugere-se que os anfibolitos são oriundos do metamorfismo de sedimentos margosos.

O ambiente geológico estudado, portanto, é definido como sendo oriundo de uma sequência metassedimentar, proveniente de uma paleoplataforma continental de margem passiva do tipo quartzito-pelito-carbonato (QPC), cuja caracterização se deu pela alternância dos litotipos, em diferentes graus metamórficos e estágios de migmatização.

Estratigraficamente, os litotipos são representados por metassedimentos turbidíticos, com metapsamitos gradando para metapelitos e metacarbonatos, caracterizando fácies de mar raso. A sequência, portanto, é constituída por variados episódios de sedimentação com tamanhos e estratigrafias diferentes, com uma gradativa diminuição da granulometria até a deposição dos sedimentos químicos. Possuindo sítios de compressão e dilatação, que geram localmente fusão parcial e metamorfismo da fácies Anfibolito a Granulito.

O foco principal do trabalho é contribuir com a história tectônica evolutiva de parte do Complexo Ceará, buscando caracterizar a proveniência dos metassedimentos, no Paleoproterozoico, até a deformação e metamorfismo passado durante a orogenia brasileira, no final do Neoproterozoico.

### 1.1 Localização e vias de acesso

A área de estudo localiza-se na porção central do Estado do Ceará, no Município de Canindé, inserida na base cartográfica da folha SB-24-V-B-III-Canindé, datada no período de 1967, na escala de 1:75.000, confeccionadas pela Diretoria do Serviço Geográfico do Exército, em convênio com a Divisão de Cartografia da Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste.

A poligonal delimitada dista cerca de 100km de Fortaleza e 5km da sede municipal de Canindé e possui área de 300km<sup>2</sup> (Tab. 1.1). O acesso é realizado da porção oeste de Fortaleza, pela rodovia federal BR020, que passa pelos municípios de Caucaia, Maranguape, Caridade e Canindé, com distância aproximada de 100km da capital. Logo após, o acesso a área é realizado por estradas de revestimento de terra por cerca de 5km (Fig. 1.1).

Tabela 1.1: Coordenadas UTM (*Datum* WGS 1984, Fuso 24M) dos vértices limítrofes da área de pesquisa.

Vértices	Coordenadas	
	E (m)	N (m)
V01	470.000	9.527.600
V02	490.000	9.527.600
V03	490.000	9.502.600
V04	490.000	9.502.600

### 1.2 Objetivos

Com a metodologia a ser aplicada no trabalho, pretende-se propor e aprimorar a evolução geológica da região estudada. Indicando as idades, unidades geológicas e a gênese das rochas encontradas.

### 1.3 Aspectos Fisiográficos Gerais

O município de Canindé apresenta tipo climático tropical quente semiárido e tropical quente semiárido brando, caracterizados por alta temperatura, variando entre 26° a 28°C. Os maiores índices pluviométricos, em períodos chuvosos, ocorrem entre os meses de fevereiro a abril, podendo atingir 756,1mm (IPECE, 2014).

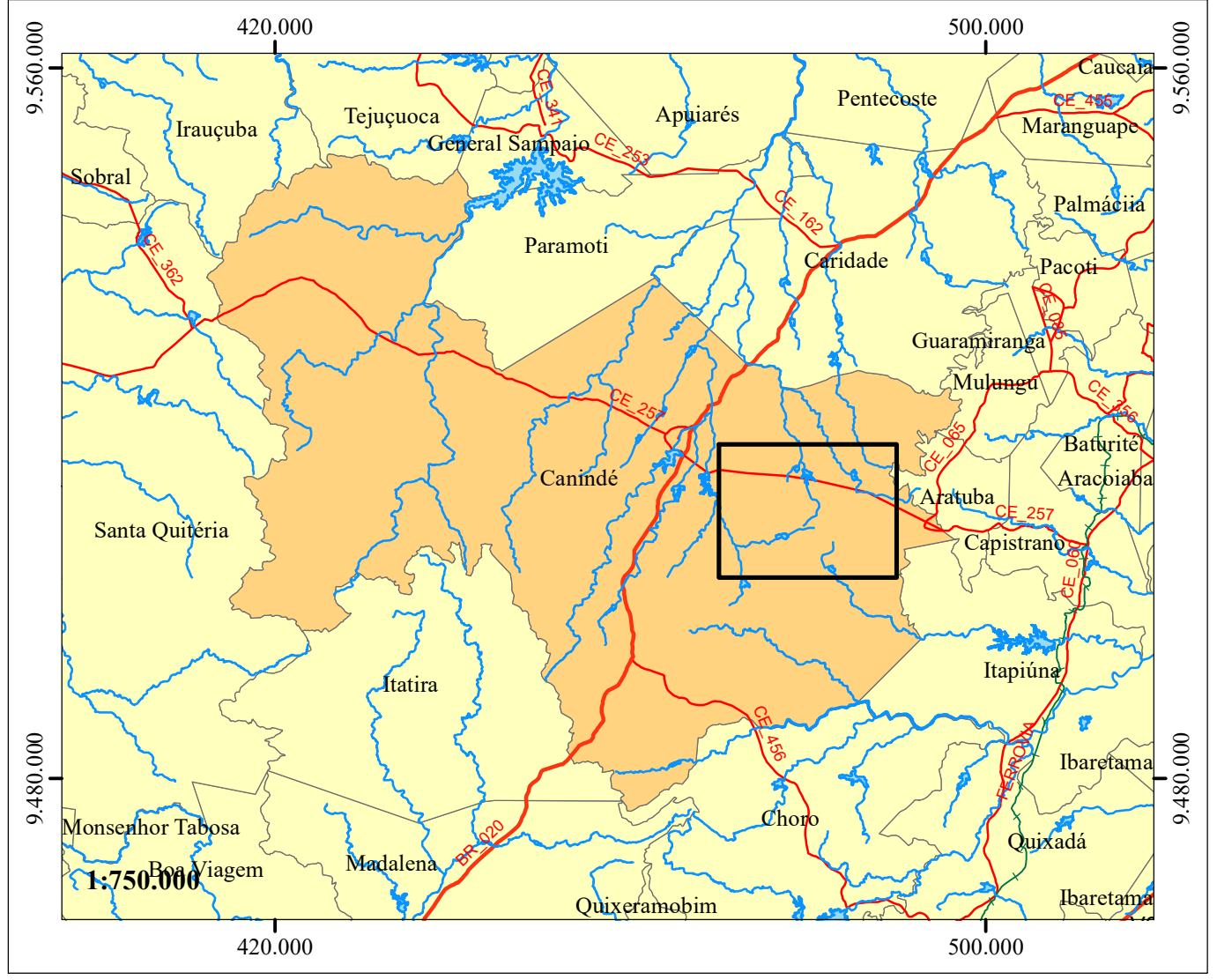
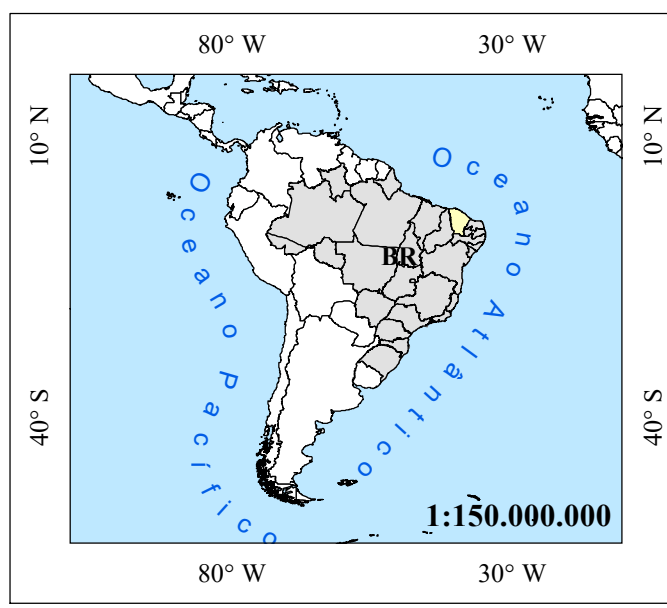
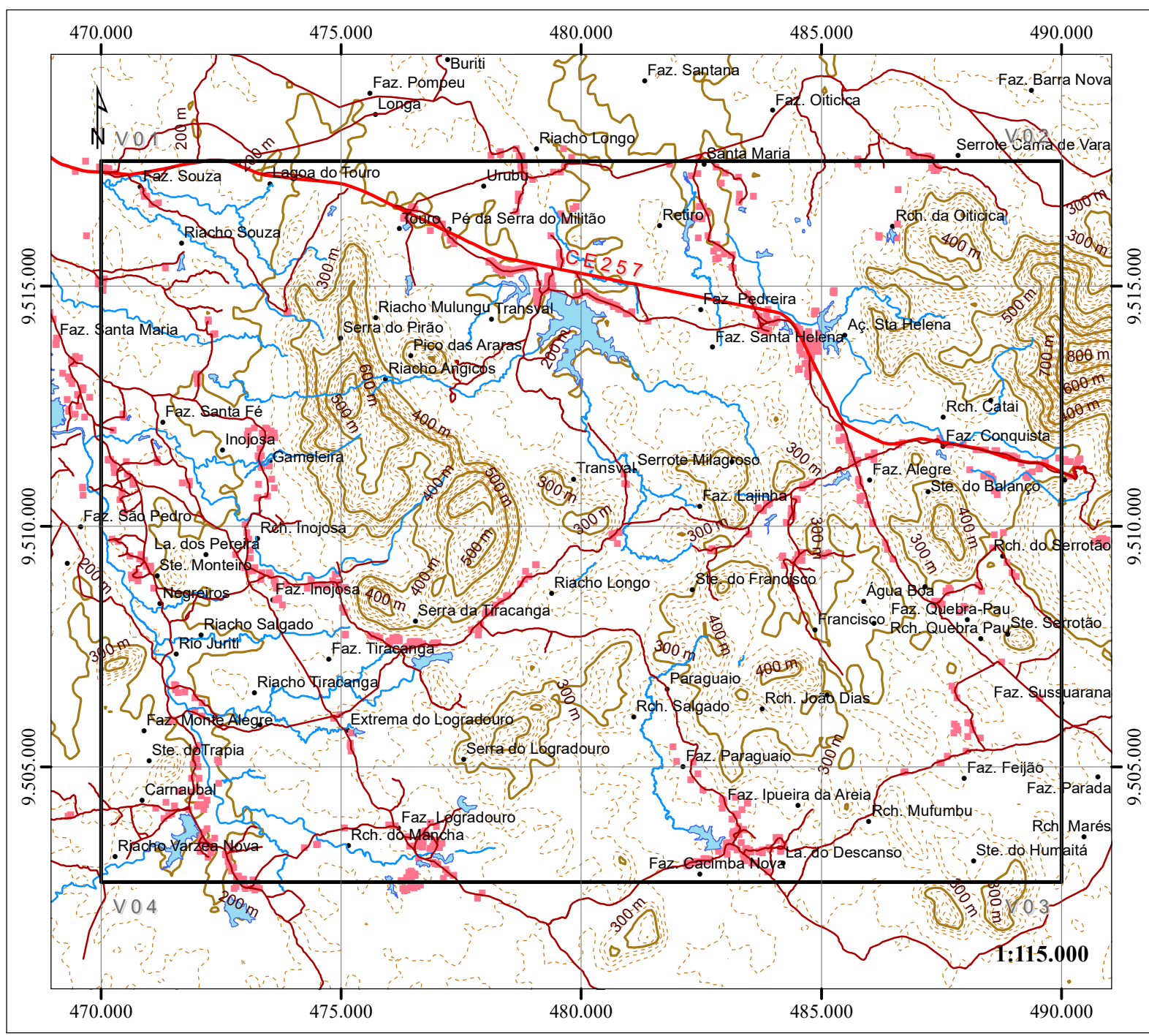


Os sistemas morfométricos distinguidos na região são maciços residuais e depressões sertanejas e planície aluvionar (IPECE, 2014). Na área de estudo, as maiores elevações associam-se aos mármores e granitos, com elevações de até 500m. As regiões aplainadas correspondem os migmatitos, xistos, anfíbolitos, dentre outros, com altitudes que variam entre 200 a 300m. A planície aluvionar é visualizada ao longo das redes de drenagem.

As bacias hidrográficas inseridas são Curu e Metropolitana (IPECE, 2014). As águas meteóricas são armazenadas nas anisotropias das rochas cristalinas, como também em reservatórios antrópicos e naturais. Os longos períodos de estiagem na área fazem com que rios e riachos apresentem-se intermitentes e, quando em períodos chuvosos, fluam com aumento do nível freático. As drenagens apresentam padrão preferencial NE-SW e NW-SW, podendo ocorrer também em direções E-W. Não são encontrados na área de estudos açudes de expressão.

A espessura do manto de intemperismo é variável, cujos principais agentes formadores são clima, litotipos e relevo. Os solos apresentam-se delgados e, por vezes, há ausência do material devido aos extensos afloramentos. Como representantes principais dos solos na área de estudo encontram-se bruno não cálcico, solos litólicos, planossolo solódico e podzólico vermelho-amarelo (IPECE, 2014).

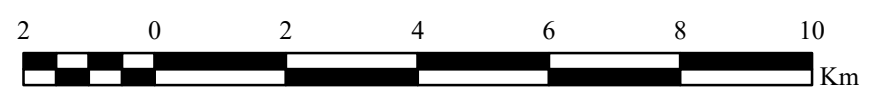
A cobertura vegetal da área é ocupada por caatinga condicionada pela semiaridez que impera na região. Como representantes principais têm-se: caatinga arbustiva aberta, caatinga arbustiva densa e floresta subcaducifólia tropical pluvial (IPECE, 2014).



**Convenções Geográficas**

- Área de estudo
- Corpos aquosos
- Curva de nível principal
- Rodovia não pavimentada
- Rede de drenagem
- Curva de nível secundária
- Rodovia estadual
- Edificações
- Localidades/Distritos

**ESCALA GRÁFICA**



Projeção: Universal Transversa de Mercator  
 Meridiano Central: -39° W - Datum Horizontal: WGS 1984 UTM - Zona 24M  
 Origem da Quilometragem UTM: Linha do Equador e Meridiano 39° W. Gr.  
 Falso Leste: 500.000 - Falso Norte: 10.000.000 - Unidade: Metros

**ARTICULAÇÃO DE FOLHA**

Taperauba	Canindé	Baturité	Beberibe
Itatira	Quixadá	Itapiúna	Bonhu



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ**  
 CAMPUS DO PICI - DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA - BLOCO 912/913

**Projeto:** PETROGÊNESE DA SEQUÊNCIA METASSEDIMENTAR EM CANINDÉ, COMPLEXO CEARÁ, PROVÍNCIA BORBOREMA

<b>Título:</b> MAPA DE LOCALIZAÇÃO	<b>Polygonal:</b> 300 Km <sup>2</sup>	<b>Prancha</b> 01
<b>Autora:</b> DILLANO R. B. XIMENES	<b>Orientadores:</b> MAGINI & ALMEIDA	03

## 2 MÉTODOS DE TRABALHO

Para subsidiar os objetivos propostos foi realizada a aquisição de dados bibliográficos, aerogeofísicos, radar, geológicos, estruturais e planialtimétricos, como também imagens de sensores remotos.

A delimitação dos domínios geológicos e estruturais auxiliaram durante o mapeamento litoestrutural. Duzentos e vinte e nove afloramentos foram catalogados, sendo coletadas amostras para análises petrográfica, química mineral e geocronologia, durante vinte dias de campo. As informações de campo foram integradas em plataforma unificada de Sistemas de Informações Georreferenciadas (**SIG**), em coordenadas **UTM**, de *datum* **WGS84** e fuso 24M, com intuito de armazenar dados vetoriais (*shapefiles*).

Setenta lâminas delgadas e cinco seções polidas foram confeccionadas, com a finalidade de caracterizar os minerais constituintes das rochas da área de estudo.

A análise mineralógica se fez com a utilização de microscópio petrográfico, microscópio eletrônico de varredura, microsonda eletrônica. Também, foram analisados isotópicos **U-Pb** (em zircão) e **Sm-Nd** (em rocha total) dos principais tipos litológicos presentes.

### 2.1 Processamento de dados Aerogeofísicos, Espectrais e Radar

Os dados aerogamaespectrométricos do Projeto Aerogeofísico Norte Ceará, datado de 2009, foram disponibilizados pela Divisão de Geofísica (**DIGEOF**) da Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais (**CPRM**), ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Ceará. O espaçamento entre as linhas de voo foi de 0,5km e o intervalo entre as medições foi de 1s, o que corresponde a, aproximadamente, 100m (velocidade média do avião: 270km/h).

O processamento dos dados aerogeofísicos de magnetometria (campo total) e gamaespectrometria (canais de potássio, tório e urânio) foram obtidos de dois arquivos no formato tabular do tipo ASCII (GDB) e foram importados para o software *Oasis Montaj* (Geosoft 2009), para geração de mapas magnetométricos e gamaespectrométricos, em escala 1:50.000. O processamento e análise foi executado em escala regional e local, sendo que durante o recorte há um refinamento dos dados obtidos.

O modelo do *International Geomagnetic Reference Field (IGRF)* (Barton *et al.*, 1996) foi removido dos dados magnetométricos originais, o que resultou no **Campo Magnético Anômalo (CMA)**. Testes da diferença quarta e parâmetros de **P** (Blum, 1999) foram aplicados para a avaliação da distribuição e consistência dos dados. O método de mínima curvatura foi interpolado em um intervalo de  $\frac{1}{4}$  do espaçamento da linha de voo (Vasconcelos *et al.*, 1994). O micronivelamento removeu erros residuais de nivelamento, através da técnica de filtragem direcional de Minty (1991). Logo após, foram calculadas as derivadas horizontais **x** e **y** (**Dx** e **Dy**) e vertical **z** (**Dz**), as amplitudes do sinal analítico (**ASA**) (Roest *et al.*, 1992), o **Gradiente Horizontal Total (AGHT)** (Cordell & Grauch, 1985) e a **Inclinação Do Sinal Analítico (ISA)** (Miller & Singh, 1994).

Os dados gamaespectrométricos foram processados e resultaram imagens corrigidas dos canais do **K** (%), **eTh** (ppm), **eU** (ppm) e da **Contagem Total (CT)**, além de imagens ternárias **RGB** e **CMY** produzidas a partir dos canais radiométricos originais. Análises integradas as imagens ternárias foram processadas, geradas junto ao **Dz**, **ISA** e **MDT**, o que acentuou as assinaturas geofísicas dos litotipos estudados.

Para processamento e análises de imagens multiespectrais, obtidas a partir de equipamentos de radar, foi utilizado o *software* ENVI 5.0. Neste foram realizados diferentes composições com três arranjos de bandas, a partir do processamento das imagens dos satélites Landsat 8+ **ETM**, de órbita ponto 217/063, disponibilizado pela *United States Geological Survey (USGS)*, no período caracterizado por estiagem (25 de maio de 2013), de forma a caracterizar a diferença dos alvos.

As imagens de radar corroboraram para determinação do padrão estrutural delimitado pelas assinaturas magnetométricas. Os dados foram processados no *ErMapper* 7.0 e a análise digital para a extração dos lineamentos foi realizada através do programa *ArcGIS* 10.2. O **Modelo Digital do Terreno (MDT)** foi extraído dos dados do *Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)* de resolução horizontal 30m, disponibilizados pelo *United States Geological Survey (USGS)*.

A integralização das informações geradas nos softwares foi constituída no *ArcGIS* 10.2, para o tratamento final e elaboração dos mapas pré e pós-campo, assim como as figuras com dados em **SIG**.

## 2.2 Análise Petrográfica

As setenta lâminas delgadas e cinco seções polidas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará (UFC). A descrição e caracterização petrográfica das seções delgadas e polidas foi efetuada no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LAMEV - UFC), que dispõe de microscópios petrográficos à luz transmitida e refletida de modelo **NIKON H 550P**, com captura de imagens.

As análises de lâminas delgadas serviram para a distinção dos minerais principais, acessórios, texturas e associações metamórficas ocorridas na área de estudo. As seções polidas foram utilizadas para identificação dos possíveis minerais-minérios. A abreviação dos minerais teve como base os autores Whitney & Evans (2010) (Tab. 2.1).

Tabela 2.1: Abreviação dos minerais analisados petrograficamente (Whitney & Evans, 2010).

<b>Amp</b>	Anfibólio	<b>Mc</b>	Microlina
<b>Ap</b>	Apatita	<b>Ms</b>	Muscovita
<b>Bt</b>	Biotita	<b>Opq</b>	Opaco
<b>Cal</b>	Calcita	<b>Phl</b>	Flogopita
<b>Cb</b>	Carbonato	<b>Pl</b>	Plagioclásio
<b>Chl</b>	Clorita	<b>Px</b>	Piroxênio
<b>Cpx</b>	Clinopiroxênio	<b>Qz</b>	Quartzo
<b>Di</b>	Diopsídio	<b>Rt</b>	Rutilo
<b>Ep</b>	Epidoto	<b>Ser</b>	Sericita
<b>Fe</b>	Ferro	<b>Sil</b>	Sillimanita
<b>Gr</b>	Grafita	<b>Tr</b>	Tremolita
<b>Grt</b>	Granada	<b>Ttn</b>	Titanita
<b>Hbl</b>	Hornblenda	<b>Tur</b>	Turmalina
<b>Ilm</b>	Ilmenita	<b>Zrn</b>	Zircão
<b>Kfs</b>	K-Feldspato		

## 2.3 Análise Estrutural

A plotagem das medidas estruturais coletadas em campo foi realizada no *software OpenStereo* (USP 2010), o que facilitou o entendimento dos eventos estruturais pretéritos.

## 2.4 Química Mineral

No LAMEV da UFC foram realizados estudos com a utilização do MEV e EDS, que objetivaram a melhor caracterização da assembleia mineralógica descrita durante a microscopia, como também da identificação e quantificação da química mineral. O microscópio disponível para a análise é de modelo **HITACHI TM 3000** com periférico acoplado do tipo **EDS SWIFT ED 3000**.

A análise por Microsonda Eletrônica foi realizada em onze seções delgadas polidas, com intuito de identificar e quantificar os elementos químicos em mineral separado, como também produzir imagens de alta ampliação dos minerais. A análise foi realizada no Laboratório de Microsonda Eletrônica da Universidade de Brasília (**UnB**), Brasília (**DF**), que possui uma máquina de modelo **JEOL JXA-8230**, sob as condições operacionais: voltagem de aceleração 15kV, corrente elétrica 10nA e diâmetro de feixe 1 $\mu$ m.

A construção dos diagramas da química mineral foi realizada no programa Minpet 2.02 (Richard, 1995).

## 2.5 Análise Geocronológica

Seis amostras foram analisadas pelo método **U-Pb** e cinco pelo método de **Sm-Nd**, no Laboratório de Geocronologia da **UnB**.

Para o método **U-Pb**, as amostras pré-preparo passaram pelos processos de britagem em triturador de mandíbula; peneiramento em peneiras de 80 e 120 *mesh*; bateamento e desmagnetização do concentrado no separador Frantz. As técnicas foram realizadas nos Laboratórios de Preparação de Amostras e de Geotécnica da **UFC**. A fração não magnética foi analisada em lupas binoculares, onde foram separados os cristais de zircão, para posteriormente serem fixados e polidos, em suportes de resina epóxi (*mounts*). A análise **LA-ICP MS U-Pb** e imageamento dos grãos foram realizados na Laboratório de Geocronologia da **UnB**.

### 3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

#### 3.1 Província Borborema

A Província Borborema está localizada no nordeste do Brasil e possui cerca de 450.000Km<sup>2</sup> (Almeida *et al.*, 1977, 1981). Faz parte da Plataforma Sul Americana e foi interpretada, inicialmente, como uma região de dobramentos desenvolvida no ciclo brasileiro (Almeida *et al.*, 1977, 1981). É caracterizada por eventos magmáticos tectonotermais abrangendo desde o arqueano ao Cambro-Ordoviciano (Brito Neves *et al.*, 2000).

Essa província constituiu parte do supercontinente Oeste Gondwana, onde quase todos os estudos sugerem que esse tenha sido formado por amalgamação de vários blocos de diferentes tamanhos, em uma série de colisões continentais (Araújo, 2014).

A província é descrita como um cinturão orogênico formado como resultado da convergência e aglutinação de massas continentais arqueanas, hoje interpretadas como os crátons Amazônico, São Luiz e São Francisco-Congo e Metacráton Sahara, durante a formação do Gondwana Ocidental, há cerca de 600Ma, (Brito Neves & Cordani, 1991; Fetter, 2003; Arthaud, 2007; Araújo, 2014).

Brito Neves *et al.* (2000), propõe a divisão da Província Borborema em três Domínios: Setentrional, Zona Transversal e Sul.

O Domínio Setentrional é limitado a sul pelo lineamento Patos e a oeste pelo Cráton São Luiz. Este domínio é subdividido em: i. Domínio Médio Coreau (limitado pela Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II a SE e pelo Cráton São Luiz a NW); ii. Domínio Ceará Central (limitado a SE pela Zona de Cisalhamento Senador Pompeu a NW pela Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II); iii. Domínio Rio Grande do Norte (limitado a sul pelo Lineamento Patos e a NW pela Zona de Cisalhamento Senador Pompeu).

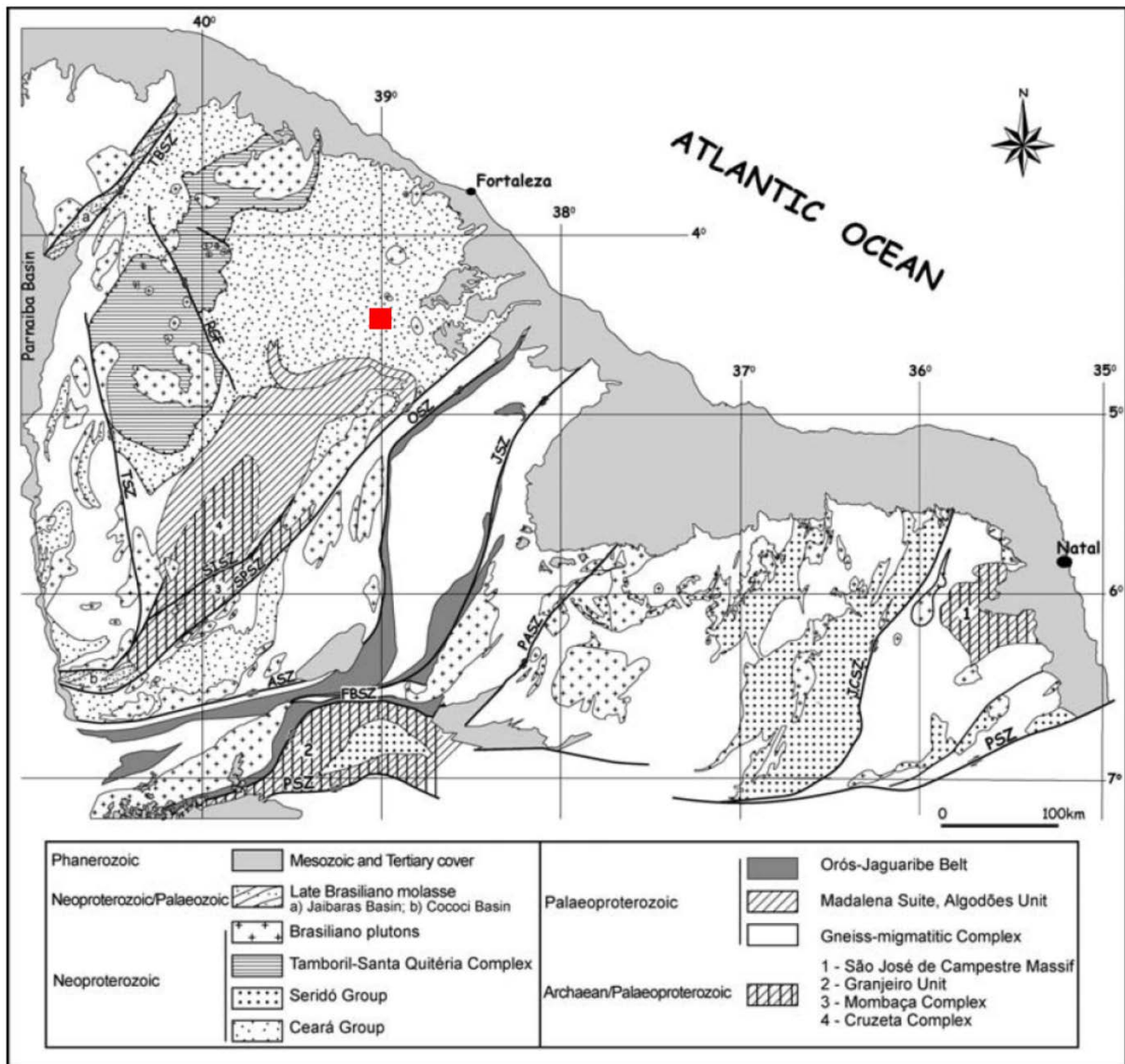
O Domínio da Zona Transversal, é situado entre os lineamentos Patos e Pernambuco.

O Domínio Sul, localizado a sul do lineamento Pernambuco e a norte do Cráton São Francisco.

A área em estudo está contida no Domínio Ceará Central por isso apenas ele será destacado adiante.



Figura 3.1: Subdivisão da Província Borborema e localização da área de estudo (Arthaud, 2007).



### 3.2 Domínio Ceará Central

O Domínio Ceará Central é o mais extenso da Província Borborema e ocupa a maior parte do território do Estado do Ceará (Arthaud, 2007). É limitado a oeste pela Zona de Cisalhamento Dúctil Sobral-Pedro II, sendo em parte encoberto pelas rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba e a leste a zona de cisalhamento Senador Pompeu, estabelece o limite com o Domínio Rio Grande do Norte (Brito Neves *et al.*, 2000).

Arthaud *et al.* (2015) dividem os terrenos pré-cambrianos deste domínio em quatro unidades, que compreendem: Embasamento de idade Arqueana-Paleoproterozoica; Coberturas metassedimentares neoproterozoicas; Granitos e diques Neoproterozoicos; Depósitos molássicos pós-orogênico.



### 3.2.1 Embasamento de Idade Arqueana-Paleoproterozoica

O embasamento de idade Arqueana-Paleoproterozoica é subdivido em quatro unidades: i. Complexo Cruzeta; ii. Complexo Gnaiss migmatítico; iii. Suíte Madalena; iv. Unidade Algodões.

#### *i. Complexo Cruzeta*

Compreende gnaisses com porções migmatíticas, intercalados com rochas metassedimentares pelíticas, calcissilicáticas, quartzitos e formações ferríferas bandadas. Ocorrem também, intercalações de rochas máficas e por vezes rochas ultramáficas, comumente contendo cromita (Arthaud *et al.*, 2015).

O complexo é seccionado pela Zona de Cisalhamento Sabonete-Inharé, que o divide em dois blocos distintos, bloco Mombaça a sudeste, e a noroeste bloco Troia-Pedra Branca (Castro, 2004; Amaral, 2010).

A existência de pequeno bloco neoarqueano com idades U-Pb em zircão, nos gnaisses, de 2,7 Ga e idades modelo ( $T_{DM}$ ) entre 2,7 e 3,0Ga e valores de  $\epsilon_{Nd}$  positivos ou ligeiramente negativos indicam que parte do material datado, possui caráter juvenil (Fetter *et al.*, 2009; Arthaud *et al.*, 2015).

#### *ii. Complexo Gnaiss Migmatítico*

Engloba os gnaisses expostos a oeste da zona de cisalhamento Tauá. São rochas gnáissicas, de composição de protólitos ígneos variados. Em raras análises na região de Madalena, Castro (2004) encontrou idades U/Pb em zircão e idades-modelo ( $T_{DM}$ ) em ortognaisses, correspondentes a 2,1 e 2,3Ga, respectivamente (Castro, 2004).

#### *iii. Suíte Madalena*

A Suíte Madalena (Castro, 2004) é uma associação de quartzo-diorito e diques microdioríticos que cortam o Complexo Cruzeta. Essas rochas mostram fraca deformação e não são migmatizadas. Idades U-Pb em zircão variam em torno de 2,15 e 2,2Ga para as rochas deste contexto (Arthaud, 2007).

#### iv. Unidade Algodões

Os litotipos dessa unidade compreendem uma associação de rochas supracrustais, que bordejam a norte o complexo Cruzeta. É constituído por anfibolitos, leucognaisses, metagrauvas, metarcóseos, rochas calcissilicáticas, metapelitos e quartzitos, geralmente contendo moscovitas e com níveis conglomeráticos (Arthaud *et al.*, 2015).

#### 3.2.2 Coberturas metassedimentares neoproterozoicas

As coberturas metassedimentares apresentam-se de maneira descontínua, em extensa área do Domínio Ceará Central. Estas sequências são constituídas por paragêneses de altas pressões e temperaturas (Castro, 2004; Arthaud, 2007; Amaral, 2010). Cavalcante *et al.* (2003) incluem essas unidades no Grupo Ceará.

O Grupo Ceará é caracterizado pela ocorrência de rochas metapelíticas e metapsamíticas, representadas por cianita-muscovita-biotita gnaiss, sillimanita-granada gnaiss, com contribuição menor de quartzitos, mármore, rochas calcissilicáticas, anfibolitos e metariolitos (Fetter *et al.*, 2003, Arthaud, 2007).

Arthaud (2007) a partir de estudos de proveniência em metapelitos e idades de cristalização U-Pb em zircão obtidas em rochas metamáficas, intercaladas no Grupo Ceará, sugeriu que a sedimentação dessa unidade teve início ao redor de 750Ma a partir do rifteamento do embasamento arqueano/paleoproterozoico. O subsequente fechamento do oceano envolveu essa margem passiva numa colisão continental responsável por sua deformação e metamorfismo. Pelo método U-Pb em metariolito foi obtido idade de  $772 \pm 31$ Ma (Arthaud, 2007; Fetter, 1999). A deposição dos metassedimentos do Complexo Ceará ocorreu em uma bacia de *back arc*, segundo Fetter (1999).

#### 3.2.3 Granitos e diques neoproterozoicos

O Domínio Ceará Central possui volumoso plutonismo granítico relacionado a orogenia brasileira (Arthaud *et al.*, 2015).

O Complexo Tamboril-Santa Quitéria representa grande parte desse magmatismo. Corresponde a um complexo anatético ígneo formado principalmente por migmatitos (diatexitos e metatexitos), onde encontram-se preservados megaenclaves de rochas

calcissilicáticas e anfíbolitos. Esses migmatitos foram intrudidos por grande volume de magmas tonalíticos a graníticos (Arthaud, 2007; Castro, 2004; Fetter *et al.*, 2003).

As idades U-Pb em zircão dos Granitoides variam entre 660 e 614Ma (Fetter *et al.*, 2003; Brito Neves *et al.*, 2003) e 620 e 611Ma (Castro, 2004). Araújo *et al.* (2014) propuseram ambiente colisional para grande parte das linhagens magmáticas representadas pelo Complexo Tamboril Santa Quitéria.

#### 3.2.4 Depósitos molássicos tardi-orogênicos

As zonas de cisalhamento dúcteis permaneceram ativas sob condições rúpteis até o Cambriano/Ordoviciano. Essa atividade controlou a sedimentação em pequenas bacias transtensionais (Arthaud *et al.*, 2015). Parente *et al.* (2004) estimaram que a sedimentação das duas sequências deposicionais na bacia do Jaibaras ocorreu durante o intervalo de 560 e 440Ma.

#### 3.2.5 Suíte Magmática Rio Ceará Mirim

O enxame de diques toleíticos Rio Ceará-Mirim está inserido dinamicamente no contexto que precedeu a abertura do Atlântico Oriental. São constituídos por basaltos e diabásios/microgabros, ocorrendo sob forma de diques de direção preferencial E-W, por vezes, apresentando trend NW-SE, definindo o chamado “Alinhamento do Cabugi” (Santos, 1968).

Diversos autores, através de datações radiométricas por K-Ar indicam idades entre o Jurássico Médio e o Cretáceo Inferior para esse evento magmático. Gomes *et al.* (1981) relatam dois agrupamentos, indicando idades entre 145-125Ma (Eocretáceo) e 175-160Ma (Mesojurássico). Dados mais recentes, pelo método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  em cristais de plagioclásio Araújo *et al.* (2001) obtiveram idades de  $136\pm 4\text{Ma}$ ,  $127\pm 1,3\text{Ma}$  e  $110,7\pm 1,3\text{Ma}$ . Pelo método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  em grãos de anfibólio, Souza *et al.* (2003) obtiveram idades de  $133\pm 3$  e  $132,2\pm 1\text{Ma}$ .

## 4 CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA LOCAL E PETROGRÁFICA

A sequência metassedimentar na região de Canindé encontra-se inserida no Complexo Ceará, do Domínio Ceará Central, na Província Borborema Setentrional. O pacote de rochas metamorfisadas na fácies Anfibolito à Granulito, apresenta impresso estruturas regionais fortemente orientadas pela direção N-S, com tamanho, forma e composição distintas e que, por vezes, exibem-se metassomatizadas. Em raros afloramentos, são encontrados corpos intrusivos graníticos e diques de diabásio da Suíte Ceará Mirim, que recortam a foliação com *trend* 45 e 100°Az.

Assim, as associações litológicas reconhecidas na área de estudo, da base para o topo, são metapsamo-pelitos, mármore, calcissilicáticas, meta-arcóseos, anfibolitos, piroxenitos, rochas metassomatizadas, gnaisses calcissilicáticos, albita granitos e diques de diabásio.

### 4.1 Xistos

Os **xistos** encontram-se intercalados a quase todos os litotipos encontrados, apresentando lentes com dimensões centimétricas a métricas de *trend* N-S. O metapelito apresenta-se cinza, com granulação média a grossa, com alinhamento marcado por minerais micáceos. Em algumas rochas pode-se encontrar porfiroblasto de sillimanita (Figs. 4.1A e 4.1B) e granada (Figs. 4.2A e 4.2B).

Figura 4.1: A. Afloramento de sillimanita xisto. B. Detalhe do litotipo exibindo alinhamento dos cristais de sillimanita.

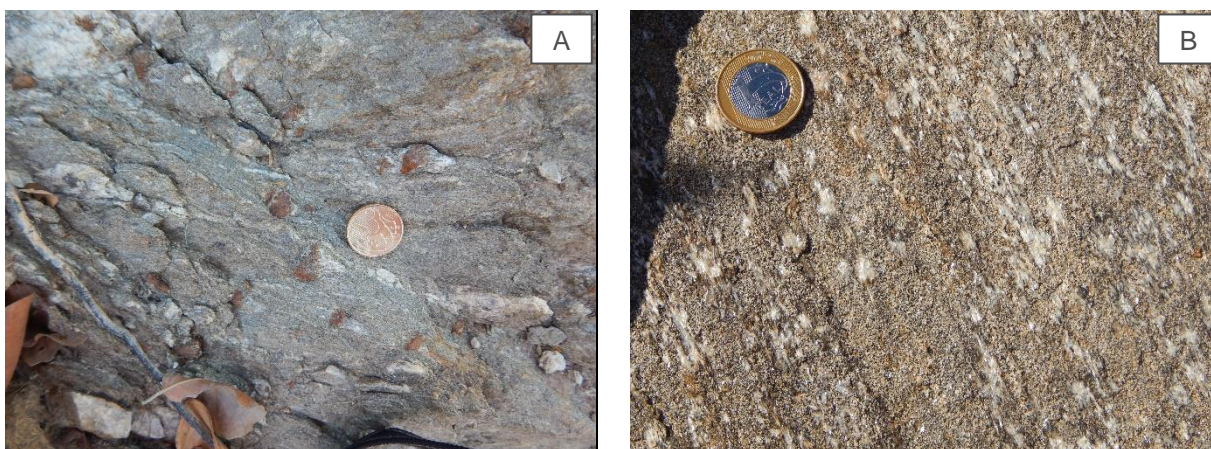
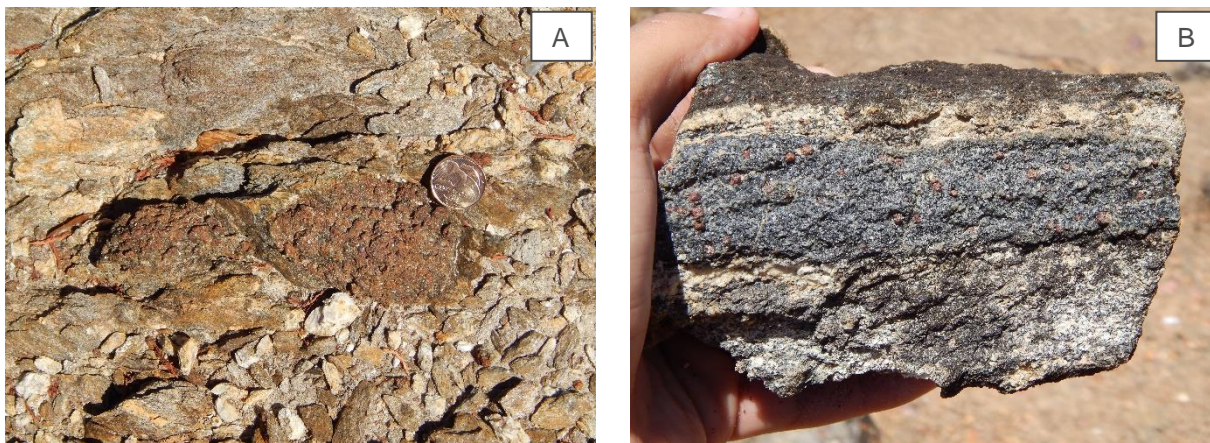


Figura 4.2: A. Aglomerado de granada em xisto bastante alterado. B. Disposição do bandamento no litotipo, mostrando porção micácea (escura) e quartzo-feldspática (clara).



Petrograficamente, a assembleia mineral é constituída por biotita (45- 50%), muscovita (20 - 25%), quartzo (15 - 20%), K-feldspato (10 – 20%), podendo ou não conter sillimanita (0 - 15%), granada (0 - 15%), plagioclásio (0 - 10%), sericita (0 - 5%). Como acessório têm-se apatita (1%) e zircão (1%).

A biotita é castanha, possui hábito lamelar, pleocroísmo de castanho claro a marrom escuro e apresenta tamanhos que variam 0,4 a 1,2mm (Figs. 4.3B, 4.3C e 4.3D). Algumas lamelas apresentam alteração para muscovita. A muscovita é incolor, possui forma lamelar xenoblástica a subdioblástica, que varia entre 0,4 a 0,9mm. Os cristais exibem terminações irregulares em contato com a biotita e paralela entre si (Figs. 4.3A, 4.3C e 4.3D). Por vezes, percebe-se processos de alteração iniciais da muscovita para geração do k-feldspato.

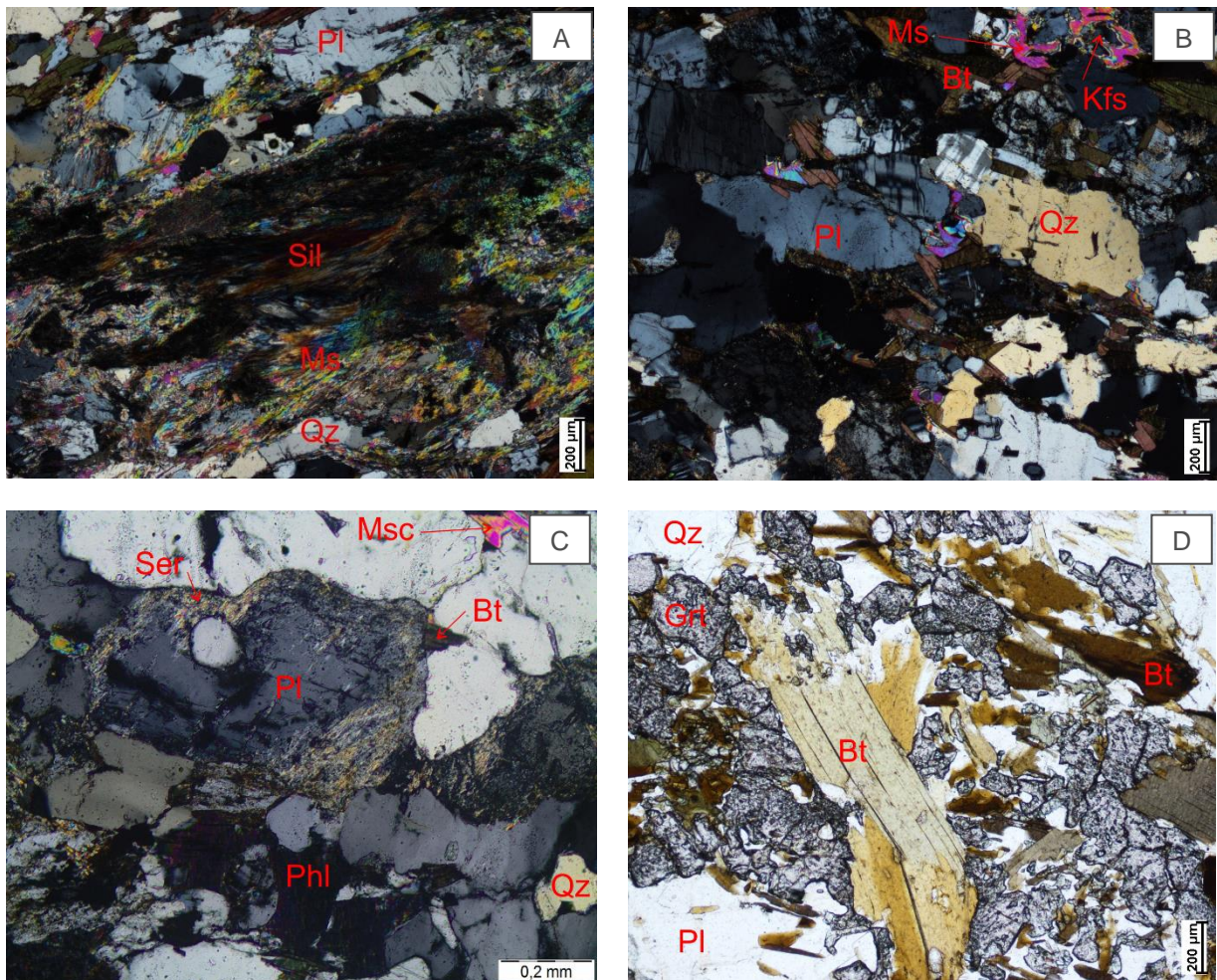
O quartzo possui grãos xenoblásticos com contornos curvos a irregulares, com tamanhos que variam de 0,4 a 0,7mm e exibem extinção ondulante (Figs. 4.3A, 4.3B, 4.3C e 4.3D). O plagioclásio é subdioblástico a xenoblástico e varia entre 0,4 a 0,6mm. Os cristais podem apresentar ou não geminação polissintética, segundo a lei da albita (Figs. 4.3A e 4.3D). Na região de borda de alguns grãos percebe-se o processo de alteração por sericitização (Figs. 4.3B e 4.3C).

A sillimanita é incolor e exibe-se com hábito fibroso milimétrico, com dimensões que variam entre 0,4 a 0,7mm (Fig. 4.3A). A granada apresenta cristais subdioblásticos a idioblásticos, com tamanhos que variam entre 0,2 a 0,5mm, por vezes, visualiza-se em aglomerados de grãos (Fig. 4.3D).

O zircão e apatita exibem-se inclusos, preferencialmente, nos cristais de biotita, exibindo tamanhos de até 0,02mm, de formato idioblástico a subdioblástico.



Figura 4.3: A. Textura lepidogranoblástica no xisto e assembleia mineralógica constituída por sillimanita, muscovita, quartzo e plagioclásio (nicol cruzado). B. Cristais de plagioclásio apresentando ou não geminações (nicol cruzado). C. Plagioclásio passando por processo de sericitização (nicol cruzado). D. Aglomerados de granada no xisto (luz natural).



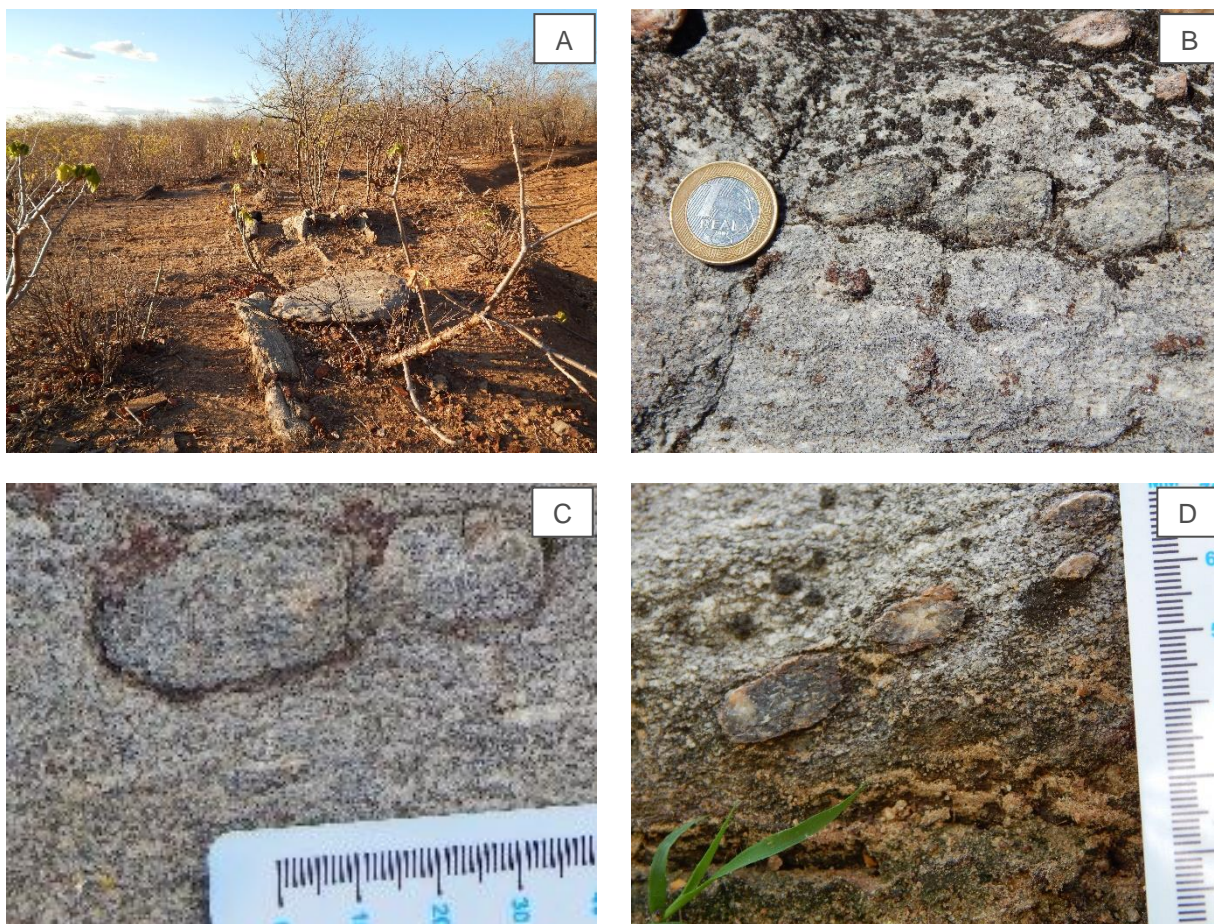
## 4.2 Metaconglomerados Intraformacionais

A camada de metaconglomerado ocorre *in situ* ou em blocos soltos, possui largura métrica e extensão de ocorrência quilométrica (Fig. 4.4A). A formação dessa fácies foi interpretada como seixos pelíticos semiconsolidados (clay pellets), oriundos dos pelitos, distribuídos em uma matriz psamo-pelítica (Fig. 4.4B, 4.4C e 4.4D).

Como produto do metamorfismo da matriz têm-se uma rocha metatexítica constituída por quartzo, plagioclásio, microclina e biotita. Nos seixos foram encontrados somente quartzo, plagioclásio e sillimanita. No contato entre seixos e matriz ocorre a formação de granada.



**Figura 4.4:** A. Lente *in situ* de direção N-S dos metaconglomerados. B. Plano principal de deformação XZ mostrando a dispersão dos porfiroblastos no conglomerado. C. No contato entre a matriz e blasto, em corte XZ, há presença de granada. D. Nota-se a diferença mineralógica entres os litotipos, em corte YZ.



A assembleia mineralógica da matriz do metaconglomerado é caracterizada por plagioclásio (25%), quartzo (22%), microclina (35%), biotita (15%), apatita o (1%), zircão (2%), apresentando textura granolepidoblástica. Os seixos exibem mineralogia composta por sillimanita (50%), plagioclásio (45%) e quartzo (5%).

O plagioclásio e microclina se apresentam grãos subdioblásticos a xenoblásticos. Os cristais variam entre 0,4 a 0,7mm, com contatos retilíneos com minerais micáceos e côncavo-convexo entre cristais de feldspato e quartzo. Inclusos nos cristais encontram-se apatita e zircão. O plagioclásio pode ou não mostrar geminação polissintética, segundo a lei da albita e albita-periclina (Fig. 4.5A). A microclina apresenta perceptível a geminação do tipo albita-periclina (Fig. 4.5A).

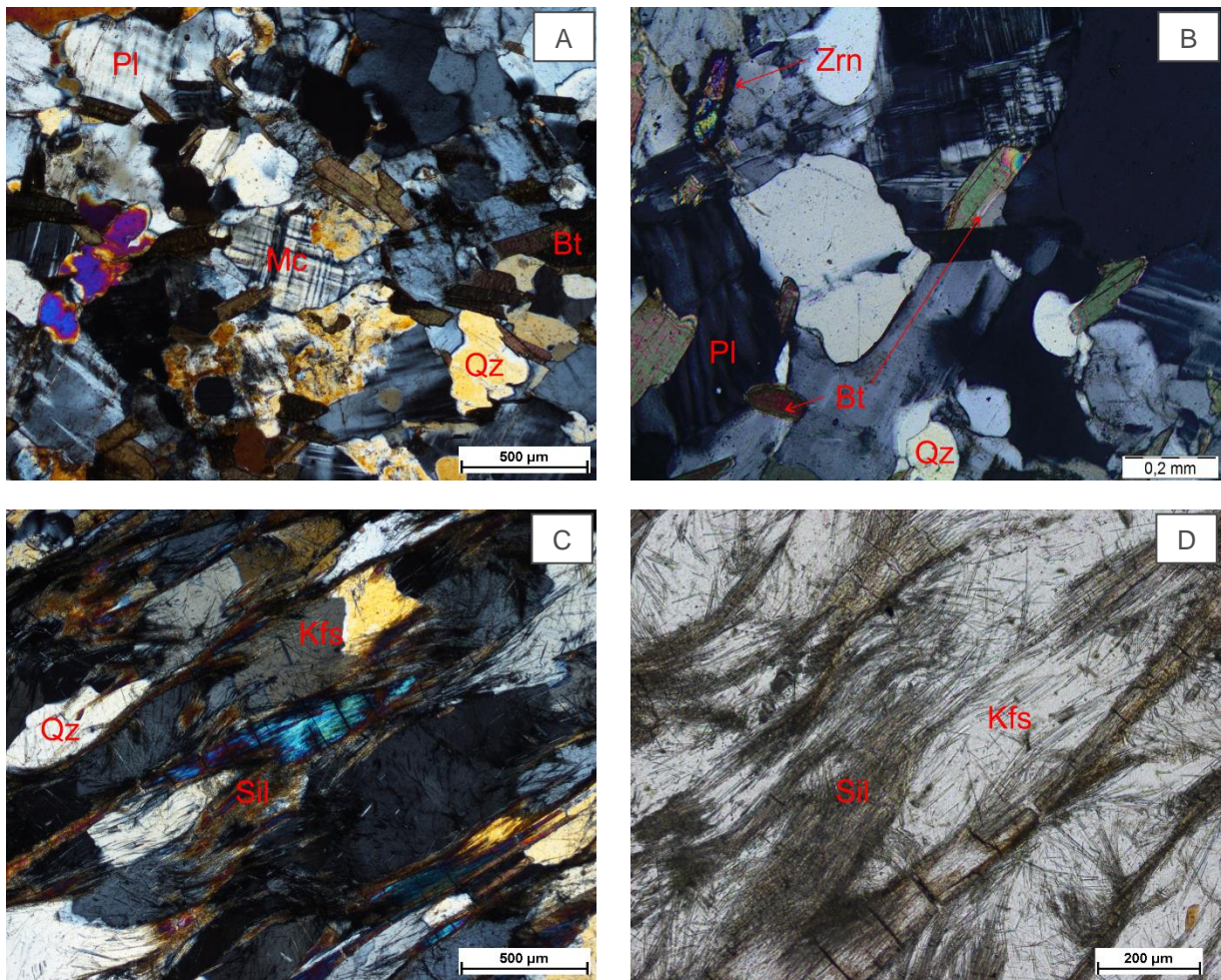
O quartzo possui grãos xenoblásticos com contornos curvos a irregulares (Fig. 4.5A), tamanhos que variam de 0,4 a 0,7mm e exibem extinção ondulante. A biotita é subdioblástica, pleocroísmo que varia de castanho claro a castanho. As lamelas apresentam tamanhos que variam entre 0,4 a 0,8mm (Figs. 4.5A e 4.5B). A apatita e o zircão (Fig. 4.5B)



têm formas idioblásticas, com contornos retos e tamanhos inferiores a 0,20mm, sendo perceptíveis nos cristais de feldspatos presentes.

A sillimanita exhibe pleocroísmo discreto para tons de castanho, hábito fibroso nas bordas e prismáticos quando forma cristais maiores. Os cristais apresentam um alinhamento preferencial nos blastos, contornando os cristais de plagioclásio e quartzo (Figs. 4.5C e 4.5D).

Figura 4.5: A. Textura granolepidoblástica observada na matriz do metaconglomerado (nicol cruzado). B. Grande cristal de zircão incluído no plagioclásio (nicol cruzado). C. Seção mostrando a sillimanita fibrosa e a diferença mineralógica em relação a matriz (nicol cruzado). D. Detalhe da sillimanita em luz natural.



### 4.3 Mármore

Os mármore podem ser encontrados sob a forma de pequenos afloramentos, blocos soltos ou morrotes (Figs. 4.6A e 4.6F), intercalados a metatexitos, anfibolitos, calcissilicáticas e meta-arcóseos. As camadas variam de centimétricas à decamétricas e apresentam continuidade em seu comprimento, o que proporciona dimensões quilométricas. Exibem foliação verticalizada de *trend* N-S (Fig. 4.6B).



O litotipo apresenta tonalidade branca e, por vezes, intercalações de faixas negras esverdeadas e marrons devido a intercalação de rochas calcissilicáticas e camadas ricas em flogopita, respectivamente (Fig. 4.6D). Possui granulação grossa, macroscopicamente, sendo possível distinguir calcita/dolomita, granada, mica marrom e grafita (Figs. 4.6C, 4.6D, 4.6E, 4.6F). A proporção de calcita/dolomita ocorre de forma heterogênea, não sendo possível distinguir as zonas com ou sem magnésio. São encontradas fraturas preenchidas por uma massa amorfa com lamelas de mica, caracterizando a percolação de fluidos (Figs. 4.7A e 4.7B).

**Figura 4.6:** A. Morrote de mármore, bastante fraturado. B. Afloramento verticalizado do litotipo. C. e D. Detalhes do mármore puro, é possível visualizar pequenos minerais pretos, por vezes oxidados. E. e F. Fraturas preenchidas por material calcissilicático, provavelmente de fluidos das rochas adjacentes.





Figura 4.7: A. Intercalação de camadas de mármore puro com camadas ricas em flogopita. B. Detalhe da intercalação do mármore com flogopita com uma camada de rocha calcissilicática constituída basicamente de grafita, carbonatos e clinopiroxênio. Nota-se também que no contato entre as camadas tem a blastese de granada.



Petrograficamente, o litotipo possui composição variada, podendo ser puro a impuro. Apresentam textura granoblástica de equigranular a inequigranular, quando aumenta a porcentagem de micas torna-se uma textura lepidogranoblástica. A assembleia mineralógica é caracterizada por calcita/dolomita (80 a 95%), flogopita (1 a 10%), plagioclásio (0 a 10%), microclina (0 a 5%) diopsídio (0 a 5%), tremolita (0 a 5%), grafita (0 a 4%), quartzo (0 a 3%), titanita (0 a 2%) e sulfetos (0 a 1%).

Os minerais carbonáticos identificados foram calcita e dolomita, que se apresentam sob forma idioblásticas a subdioblásticas, com contatos regulares a irregulares e dimensões que variam de 0,5 a 2mm (Figs. 4.8A, 4.8B, 4.8C, 4.8D, 4.8E, 4.8F).

A flogopita é incolor e exibe leve pleocroísmo até verde claro. As lamelas possuem dimensões que variam de 0,2 a 4mm, sendo encontrada em todas as amostras analisadas do litotipo (Fig. 4.8B). Por vezes, esse mineral passa por processo de desidratação com a geração de microclina (Fig. 4.8E).

O plagioclásio exibe-se arredondado (Fig. 4.8A), com geminação polissintética, segundo a lei da albita e geminação segundo a lei da albita-periclina (Figs. 4.8C e 4.8D). Os cristais apresentam tamanhos que variam entre 0,3 e 2mm.

A tremolita é incolor, não exibe pleocroísmo e apresenta-se idioblástica a subdioblástica, variando entre 0,2 e 4mm (Fig. 4.8F).

O diopsídio é incolor, com leve pleocroísmo que varia de incolor a esverdeado (Fig. 4.9A). Exibem-se de forma xenoblástica, com grãos de tamanho entre 0,3 a 2mm.

Como acessórios encontram-se titanita e grafita. A titanita é idioblástica a subdioblástica, encontrada em pequenos grãos, de dimensões que variam entre 0,2 e 0,5mm. A grafita é xenoblástica, em forma de *flakes* (Fig. 4.9B).



Figura 4.8: A. Grão arredondado de plagioclásio em matriz carbonática (nicol cruzado). B. Lamelas de flogopita com os minerais carbonáticos, caracterizando textura lepidogranoblástica (nicol cruzado). C. Concentração de plagioclásio junto com os minerais carbonáticos (nicol cruzado). D. Detalhe da geminação polissintética, segundo a lei da albita-periclina no plagioclásio (nicol cruzado). E. Reação de desidratação da mica com a geração de microclina (nicol cruzado). F. Cristal de tremolita no mármore (nicol cruzado).

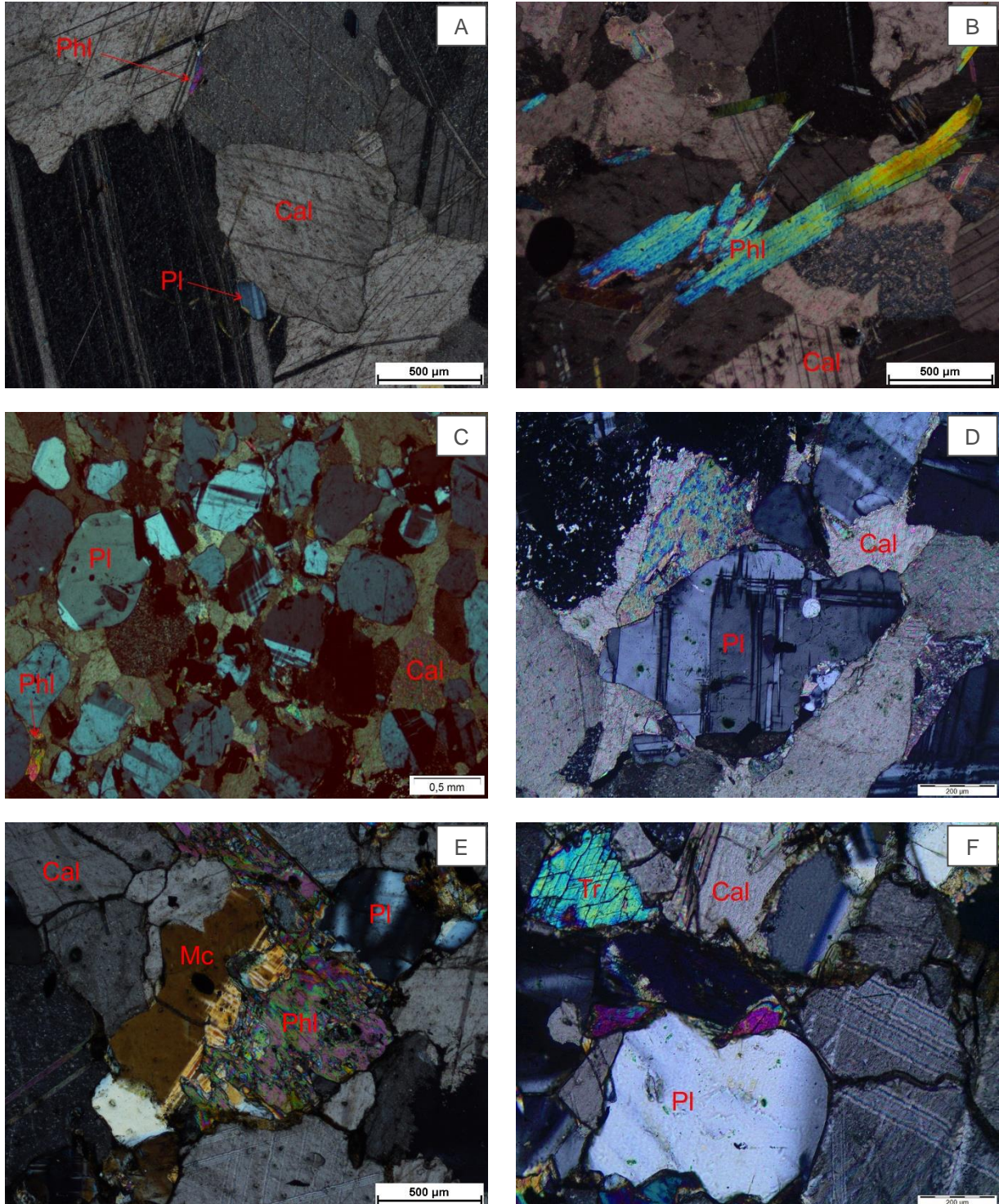
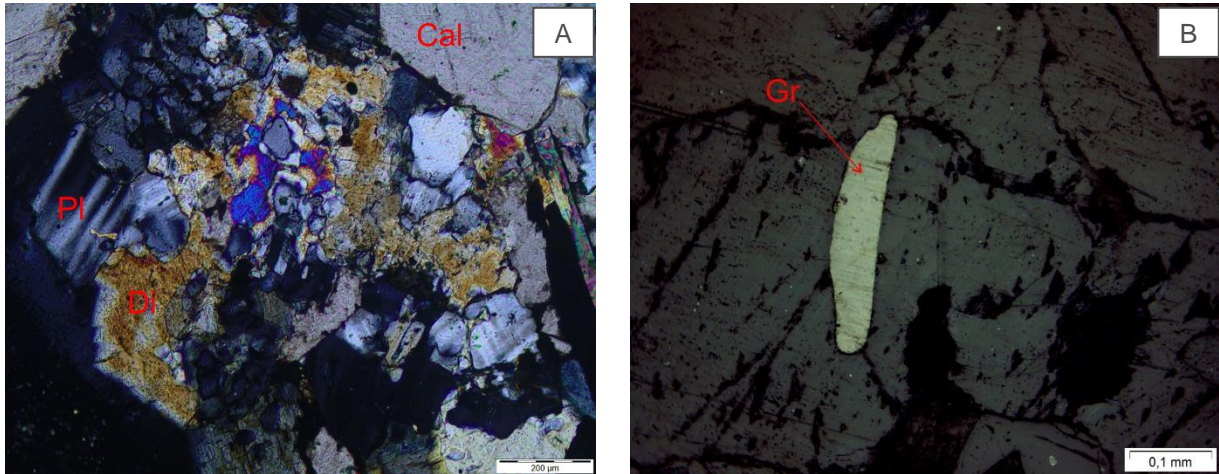




Figura 4.9. A. Cristal de diopsídio com presença de carbonatos e plagioclásio (nicol cruzado). B. Cristal em *flake* de grafita no mármore (luz refletida nicois paralelos).



#### 4.4 Calcissilicáticas

As rochas calcissilicáticas são distribuídas por toda a área de estudo, em forma de lentes ou bandas descontínuas, apresentando dimensões centimétricas a métricas (Fig. 4.10A). São encontradas com variação composicional, mas sempre com coloração esverdeada e em afloramentos ou blocos soltos. Os litotipos apresentam-se maciços ou bandados e em algumas porções encontram-se fortemente epidotizados.

A assembleia mineral é constituída por plagioclásio, diopsídio, anfibólio, epidoto e carbonatos, sendo individualizados em dois tipos mais distintos, de acordo com a presença ou não de cristais de granada (Figs. 4,10B, 4.11A, 4.11B). As rochas calcissilicáticas possuem mineralogia básica semelhante, mas com diferentes texturas. A mais comum é a que apresenta textura granoblástica, mas podem ocorrer também com porfiroblastos de granada, regiões com textura nematoblástica e *pods* de diopsídio (Figs. 4.11C e 4.11D).

Figura 4.10: A. Afloramento de calcissilicática com granada. B. Amostra de mão, com granadas centimétricas.

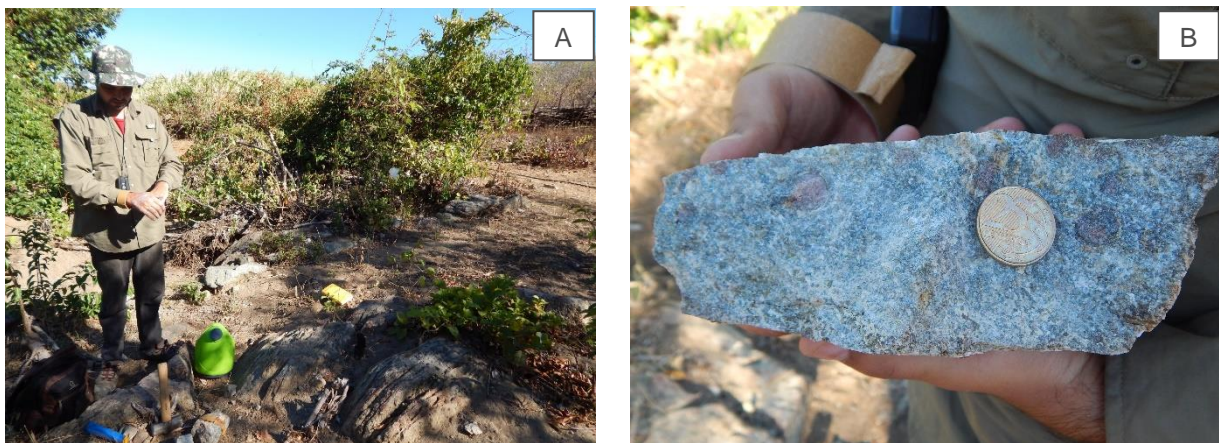
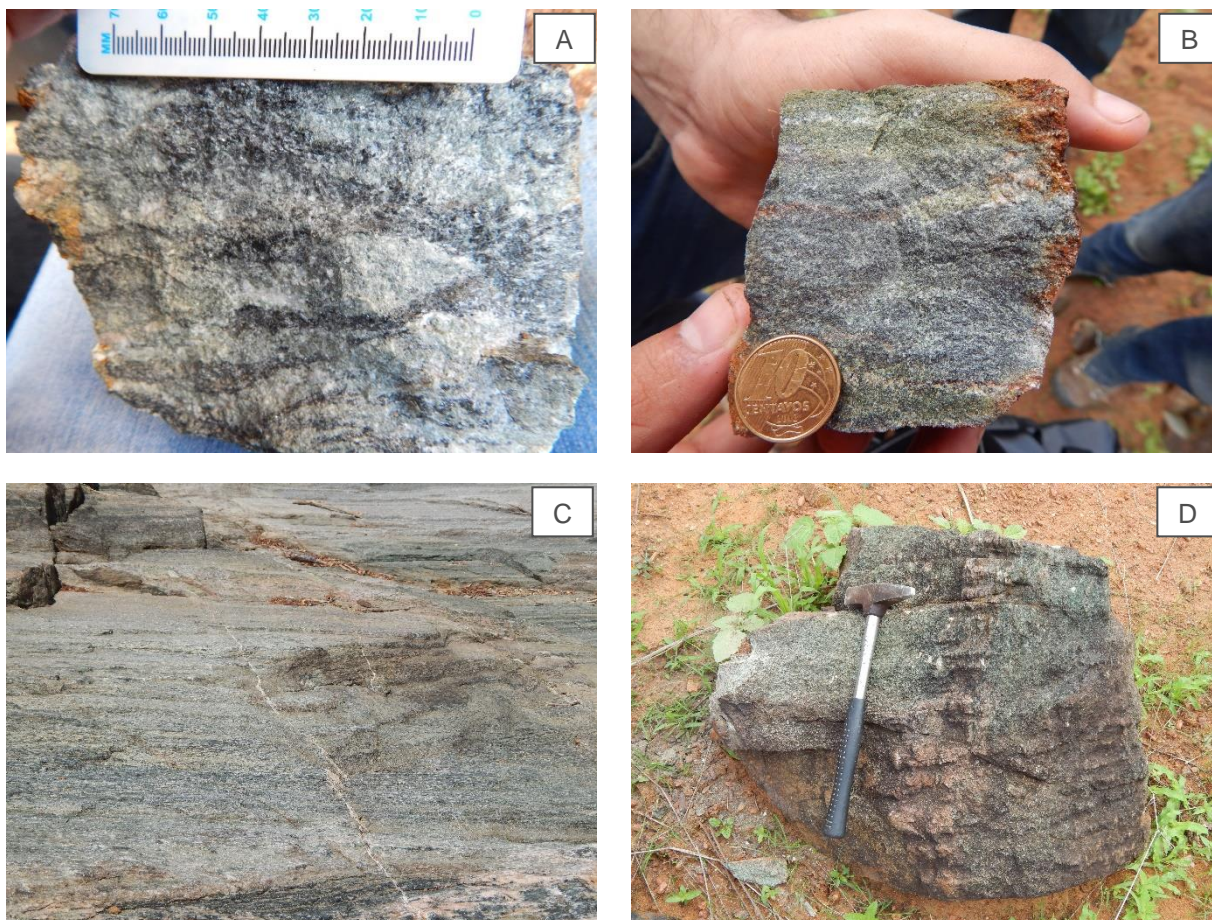




Figura 4.11: A. Pods de diopsídio em matriz anfibolítica. B. Intercalação de anfibolito com calcissilicática. C. Afloramento de maior extensão de calcissilicática bandada. D. Bloco solto de calcissilicática.



Petrograficamente, a assembleia mineralógica é constituída por quantidades variadas de diopsídio (20 - 40%), plagioclásio (10 - 30%), hornblenda (10 - 25%), quartzo (10 - 15%), epidoto (5 - 15%), granada (0 - 5%), titanita (2 - 5%), calcita (0 - 5%), apatita (1%), turmalina (0 - 1%) e clorita/biotita (0 - 5%), apresentando, em geral, textura granoblástica.

O diopsídio é incolor, com pleocroísmo que varia de incolor a castanho claro. Apresenta-se subdioblástico a xenomórfico, com grãos de dimensões entre 0,3 a 0,6mm (Fig. 12A).

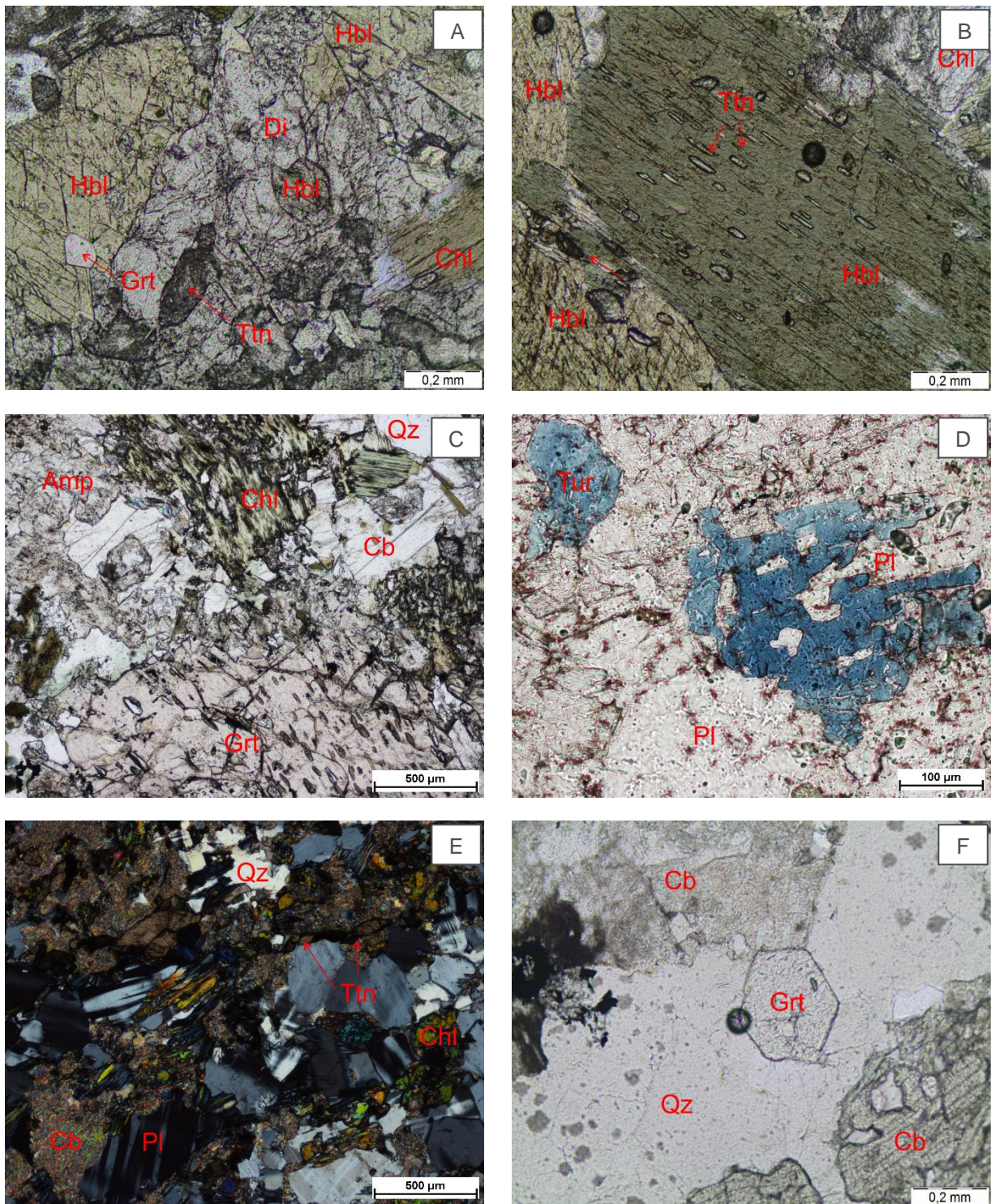
O plagioclásio exibe geminação polissintética, segundo a lei da albita e albíta-periclina e, por vezes, não apresenta geminação. Os cristais apresentam-se sob formas subdioblásticas a xenoblásticas, com grãos que variam entre 0,3 a 0,7mm, demonstrando contatos retos a irregulares com os demais minerais (Figs. 4.12D e 4.12E).

A hornblenda é castanha e apresenta pleocroísmo que varia de castanho a verde oliva. Os cristais exibem-se subdioblásticos a xenoblásticos, variando entre 0,4 a 0,9mm. Como produto de alteração dos cristais tem-se associado os carbonatos, constituído



predominantemente por calcita. Normalmente, encontram-se cristais de titanita inclusos (Figs. 4.12A e 4.12B).

Figura 4.12: A. Cristais de hornblenda e diopsídio xenoblásticos, com inclusão de granada no anfibólio (luz natural). B. Inclusões de titanita, nos planos de clivagem da hornblenda (luz natural). C. Clorita secundária, com cristais de calcita e porfiroblasto de granada com textura poiquilitica (luz natural). D. Cristais de turmalina, apresentando cor azul (luz natural). E. Plagioclásios com geminações diversas, notar linha formada por titanitas. Percebe-se também a presença de uma massa carbonáticas fina (nicol cruzado). F. Granada idioblástica, em meio ao quartzo (luz natural).





O quartzo é xenoblástico, apresentando extinção ondulante e recristalização em subgrãos, com cristais que variam entre 0,3 a 0,7mm (Figs. 4.12C, 4.12E, 4.12F). Em alguns grãos, há inclusões de apatita e titanita. A granada ocorre como porfiroblasto, de maneira dispersa, com cristais idioblásticos a subdioblásticos, exibindo tamanhos que variam entre 0,2 a 1,5mm. Apresentam textura poiquilítica, com inclusões de quartzo (Figs. 4.12C e 4.12F). O epidoto apresenta-se incolor com pleocroísmo até tons amarelados, com grãos xenoblásticos e tamanhos de 0,2 a 1,1mm (Fig. 4.12A).

A clorita é produto de alteração da biotita e, por vezes, encontra-se conservada. Possui coloração esverdeada com pleocroísmo com tons de verde amarelado. Apresenta-se em lamelas de até 0,4mm (Figs. 4.12A, 4.12B, 4.12C, 4.12D). A titanita é castanha, idioblástica a subdioblástica, apresentando-se em pequenos cristais, por vezes fraturados (Figs. 4.12A, 4.12B, 4.12E). A apatita é incolor, exibindo pequenos cristais prismáticos inclusos no plagioclásio. A turmalina apresenta-se em cristais subdioblásticos, apresenta uma coloração azul, sem pleocroísmo (Fig. 4.12D).

A fácies **calcissilicática epidotizada** é encontrada apenas em uma faixa restrita, intercaladas as rochas calcissilicáticas, metatexitos e actinolititos/tremolititos (Fig. 4.13). São bandas centimétricas a métricas, com forte processo de epidotização. A rocha possui coloração verde com rosa, constituída por quartzo, epidoto, minerais do grupo dos feldspatos e veios de hematita discordantes da foliação (Figs. 4.14A, 4.14B, 4.14C, 4.14D, 4.14E, 4.14F).

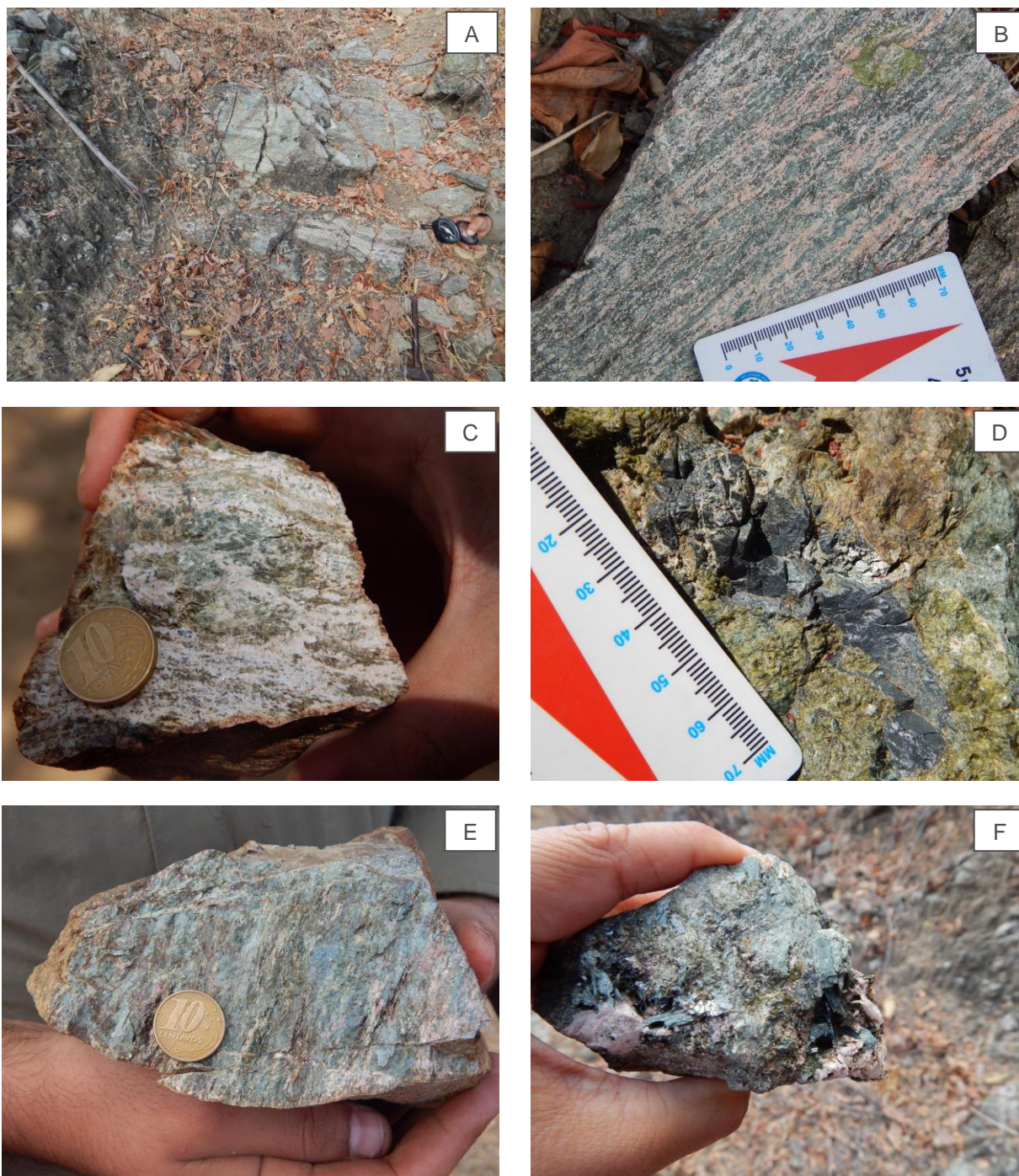
Petrograficamente, o litotipo é constituído por epidoto (40 - 60%), quartzo (15 - 20%), plagioclásio (10 - 20%), microclina (0 - 5%), diopsídio (0 - 5%), tremolita (0 - 5%), biotita cloritizada (2 - 8%), titanita (2%), ilmenita (1%) e hematita (0 - 5%).

Figura 4.13: Elevação com rochas calcissilicáticas com níveis hidrotermalizados e com fusão parcial.





Figura 4.14: A. Camada métrica *in situ* da calcissilicática epidotizada. B. Bloco solto do litotipo em fácies com bandamento rítmico mineralógico. C. Macroveio de epidoto no litotipo. D. Veio de hematita discordante a encaixante. E. Rocha mostrando o litotipo mais rico em epidoto. F. Megacristais de epidoto gerados durante a alteração.



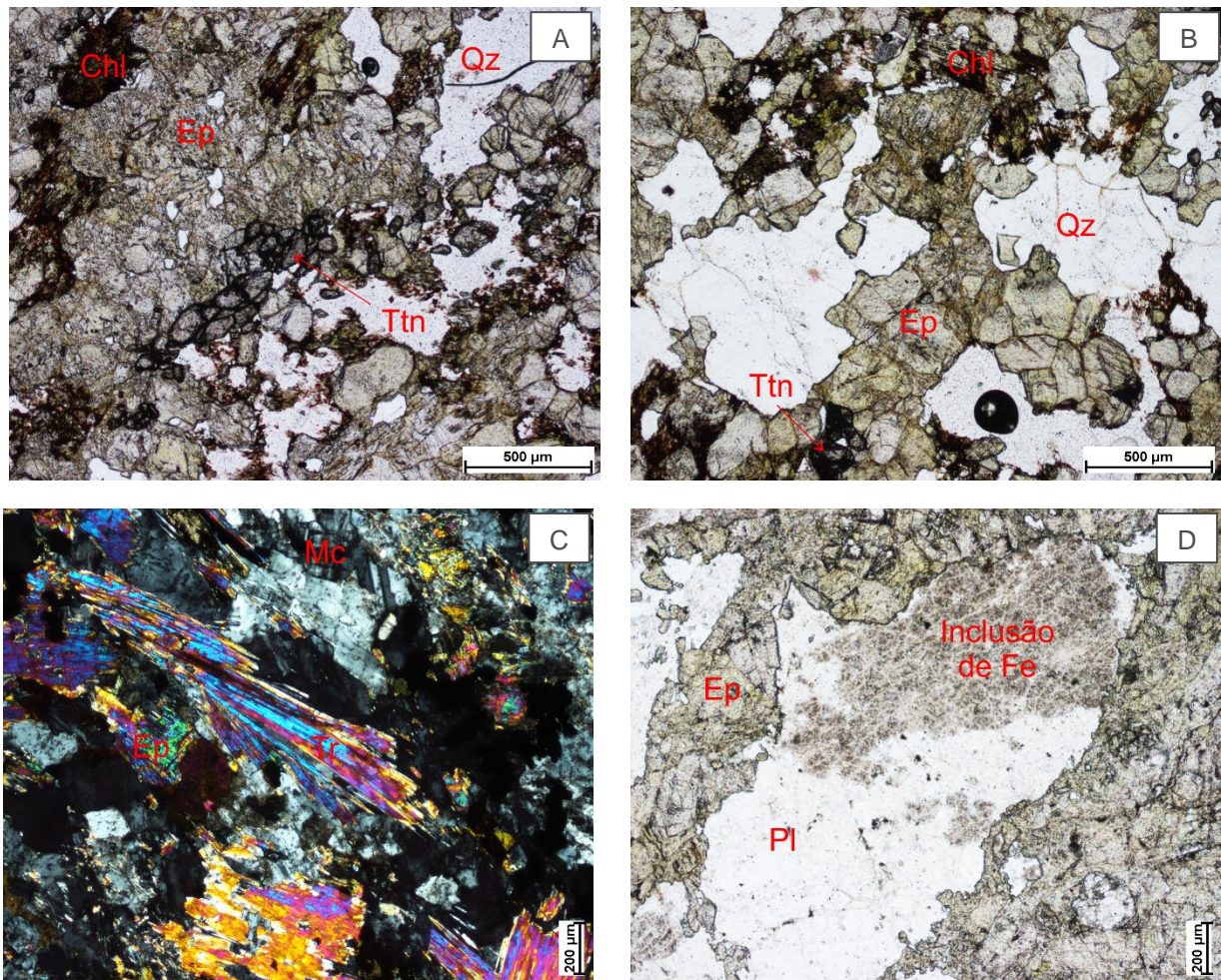
O plagioclásio é subidioblástico a xenoblástico, com tamanhos que variam entre 0,4 a 1,5mm. Por vezes, os cristais apresentam microinclusões de hematita, como também se exibem turvos devido os processos de alteração (Figs. 4.15A, 4.15B, 4.15C, 4.15D).

A biotita encontra-se quase totalmente cloritizada. As lamelas de biotita não alteradas, apresentam coloração vermelha amarronzada, com inclusões de leucoxênio (Figs. 4.15A, 4.15B, 4.15C). A clorita é visualizada com cor verde, com leve pleocroísmo para verde



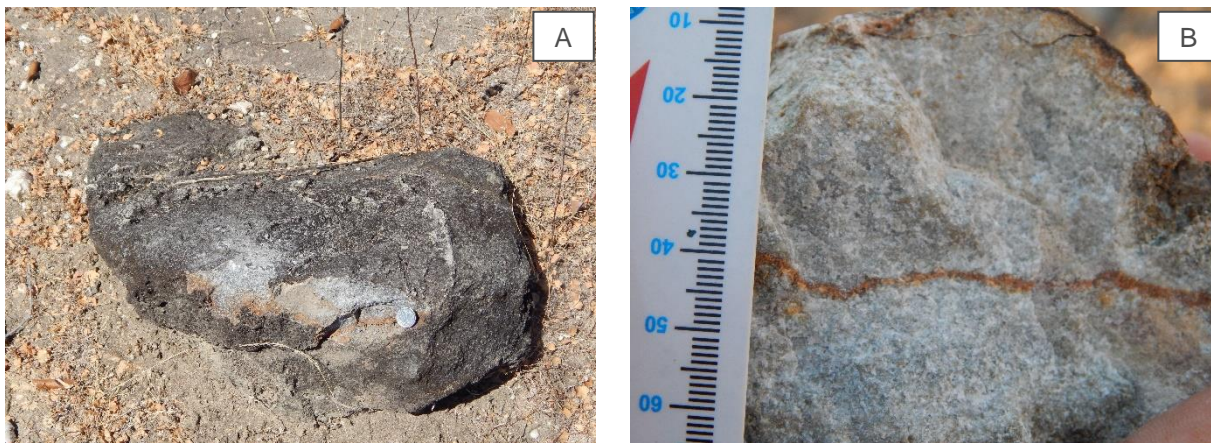
amarelado, com tamanho que variam de 0,7 a 2mm (Figs. 4.15A, 4.15B, 4.15C). O epidoto é incolor e apresenta pleocroísmo que varia até verde cítrico, com cristais variando de 0,4 a 0,6mm (Figs. 4.15A, 4.15B, 4.15C). A tremolita é incolor, sem pleocroísmo, sendo reconhecida pelo seu hábito fibroso, com tamanhos que chegam até 1,5mm (Fig. 4.15C). A hematita é encontrada preenchendo veios oblíquos a foliação da seção (Figs. 4.15A, 4.15B, 4.15C).

**Figura 4.15:** A. e B. Aglomerados de cristais de epidoto, com biotita quase totalmente cloritizada. Apresenta também grãos de quartzo e titanita, com textura granoblástica (luz natural). C. Cristais de tremolita com hábitos fibrosos (nicol cruzado). D. Plagioclásio turvo com microinclusões de óxido de ferro (luz natural).



A fácies calcissilicática rica em epidoto encontra-se disposta em lentes métricas, caracterizada por blocos soltos em uma linha contínua. O litotipo possui tonalidade verde clara a cinza escuro, maciço, de granulação média a grossa (Fig. 4.16A e 4.16B), com corpos acompanhando a foliação regional de *trend* N-S. Ocorre variação composicional, caracterizado principalmente pela presença ou não de grafita (Fig. 4.16A).

Figura 4.16: A. Bloco solto de piroxenito com presença de grafita. B. Detalhe do litotipo sem grafita, exibindo-se maciço e de granulação média.



Ao microscópio, apresentam textura granoblástica, inequigranular, com assembleia mineralógica composta por piroxênio (50 - 75%), plagioclásio (15 - 30%), com acessórios de calcita (5%), titanita (2%) e rutilo (1%), podendo ou não conter grafita (0 - 30%).

O piroxênio encontrado é o diopsídio, que se apresenta incolor, com leve pleocroísmo de incolor a amarelo pálido, idioblástico a subdioblástico, com dimensões que variam de 0,3 a 0,6mm (Figs. 4.17A, 4.17B, 4.17C, 4.17D).

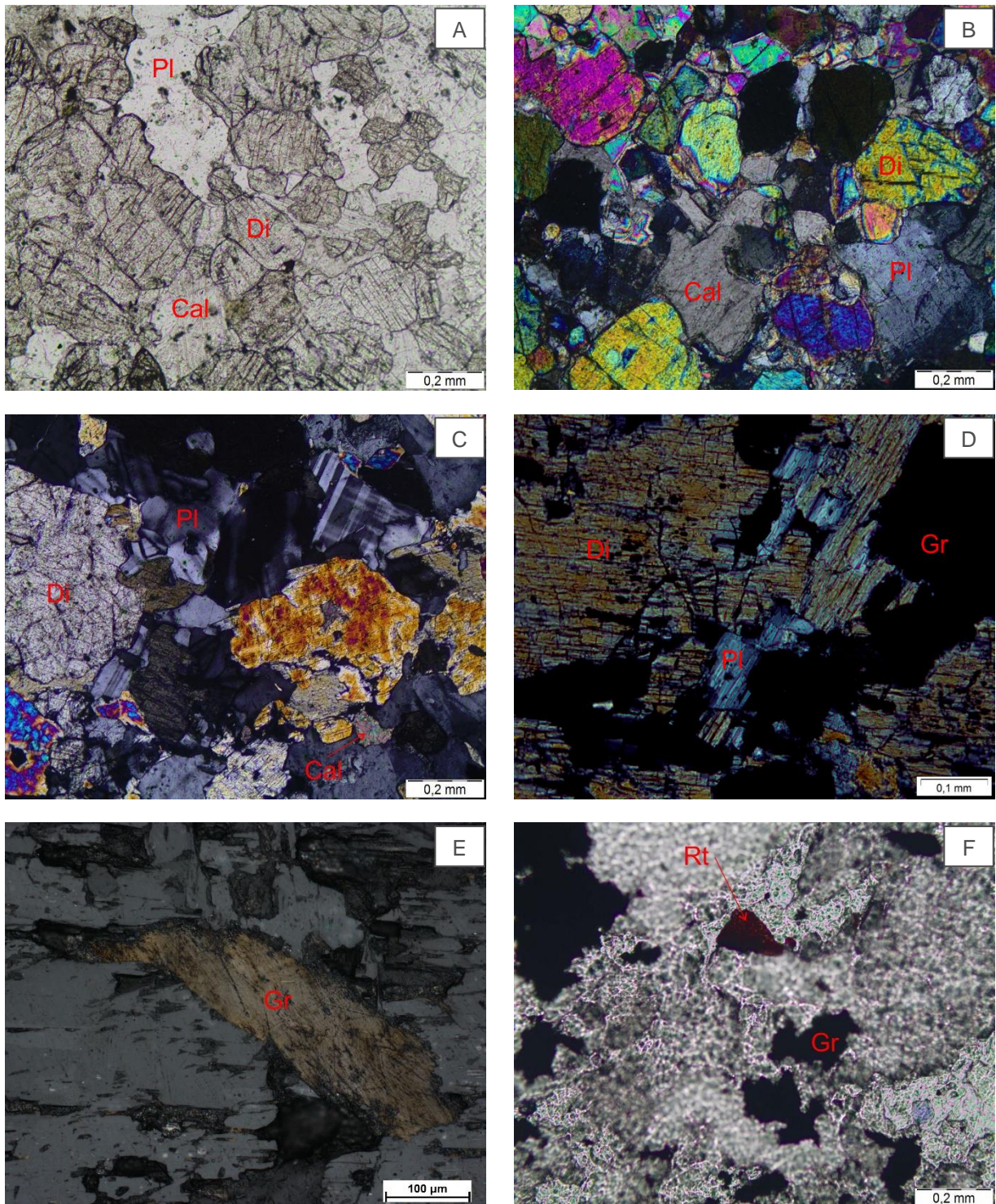
O plagioclásio é subdioblástico, apresentando tamanhos que variam entre 0,2 e 1mm. Os cristais exibem geminação polissintética, segundo a lei da albita e albita-periclina (Figs. 4.17A, 4.17B, 4.17C).

A calcita encontra-se preenchendo fraturas na rocha ou inclusas em cristais de plagioclásio, em formato xenoblástico, com tamanhos que variam 0,2 a 0,4mm (Figs. 4.17A e 4.17B).

A titanita ocorre como cristais subdioblásticos a xenoblásticos, com dimensões que variam entre 0,2 a 0,3mm. A grafita ocorre em *flakes*, com crescimento nas clivagens do piroxênio (Figs. 4.17D, 4.17E, 4.17F). O rutilo é idioblástico e apresenta-se em pequenos grãos (Fig. 4.17F).



Figura 4.17: A. Grãos de diopsídio e plagioclásio de tamanhos variados (luz natural). B. Cristais de calcita, diopsídio e plagioclásio (nicol cruzado). C. Plagioclásios apresentam geminação Albita e Albita-Periclina (nicol cruzado). D. Fácies com grafita, sendo possível visualizar os grandes cristais de diopsídio em contato com a grafita (nicol cruzado). E. Flake de grafita (luz refletida). F. Cristal de rutilo (luz natural).





#### 4.5 Meta-arcóseos

Os meta-arcóseos apresentam-se em lajedo (Fig. 4.18A) ou em blocos soltos, intercalados a metatexitos, anfíbolitos e xistos, com corpos que variam de métrico a decamétrico. O litotipo é caracterizado por apresentar coloração esbranquiçada, estrutura maciça, granulometria média (Fig. 4.18B) e foliação verticalizada de *trend* N-S.

**Figura 4.18:** A. Afloramento de dimensões métricas de meta-arcóseo. B. Detalhe do litotipo apresentando tonalidade esbranquiçada, textura média e estrutura maciça.

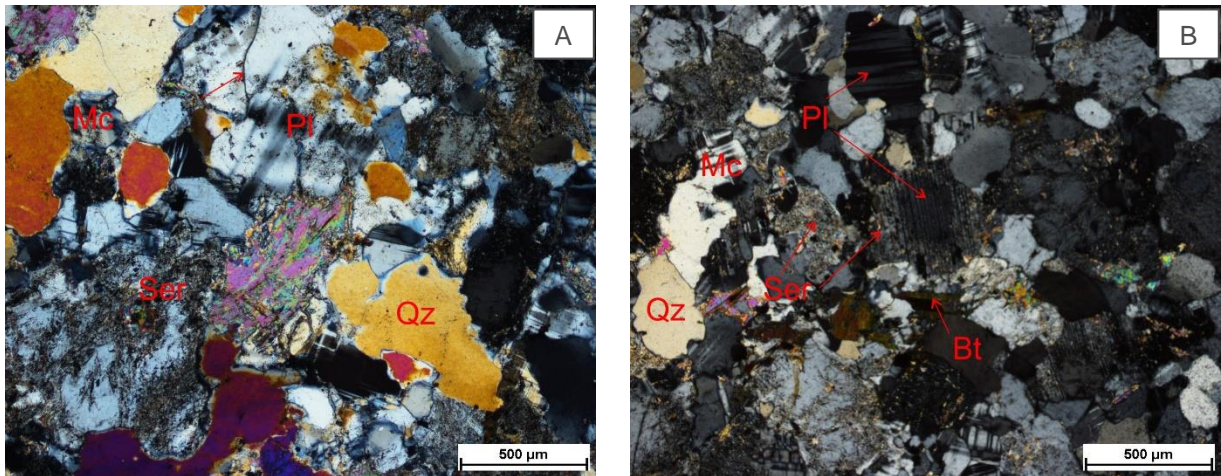


A assembleia mineral é composta por plagioclásio (~50%), microclina (~25%), quartzo (~15%), biotita (~2%) e sericita (~8%), apresentando textura granoblástica inequigranular.

Os feldspatos apresentam-se subdioblásticos a xenoblásticos, sendo representados por plagioclásio e microclina (Figs. 4.19A e 4.19B). O plagioclásio exibe geminação polissintética, segundo a lei da albita e, por vezes, geminação albita-periclina, com alguns grãos passando por processo de sericitização (Fig. 4.19A e 4.19B). A microclina apresenta geminação do tipo Albita-Periclina. Em ambos, os cristais variam entre 0,2 a 0,6mm.

O quartzo encontra-se xenoblástico, com extinção ondulante e tamanhos que variam entre 0,3 a 0,7mm (Figs. 4.19A e 4.19B). A biotita exibe-se em pequenas lamelas dispersas na rocha, sem pleocroísmo e coloração marrom (Fig. 4.19B).

Figura 4.19: A. e B. Nota-se os cristais de plagioclásio em processo de seritização (nicol cruzado).



#### 4.6 Anfibolitos

Os anfibolitos são encontrados em blocos soltos e raros afloramentos, quando *in situ* percebe-se uma forma lenticular, com larguras centimétricas a métricas (Figs. 4.20A e 4.20B). O litotipo intercala-se a metatexitos, calcissilicáticas e albita granitos. Em relação as rochas calcissilicáticas, percebe-se um contato transicional.

Macroscopicamente, a rocha apresenta coloração preta, bandada, com direção preferencial N/S e foliação subvertical a vertical (Fig. 4.21A). De acordo com a mineralogia, em amostra de mão, é possível individualizar dois tipos: anfibolito, constituído basicamente de anfibólio e plagioclásio; e anfibolito com granada, composto de anfibólio e granada. Por vezes, encontra-se o litotipo maciço (Fig. 4.21B).

Figura 4.20: A. Rochas anfibolíticas bandada em afloramento sub-verticalizado. B. Anfibolito com leucossoma albíta-granítico.

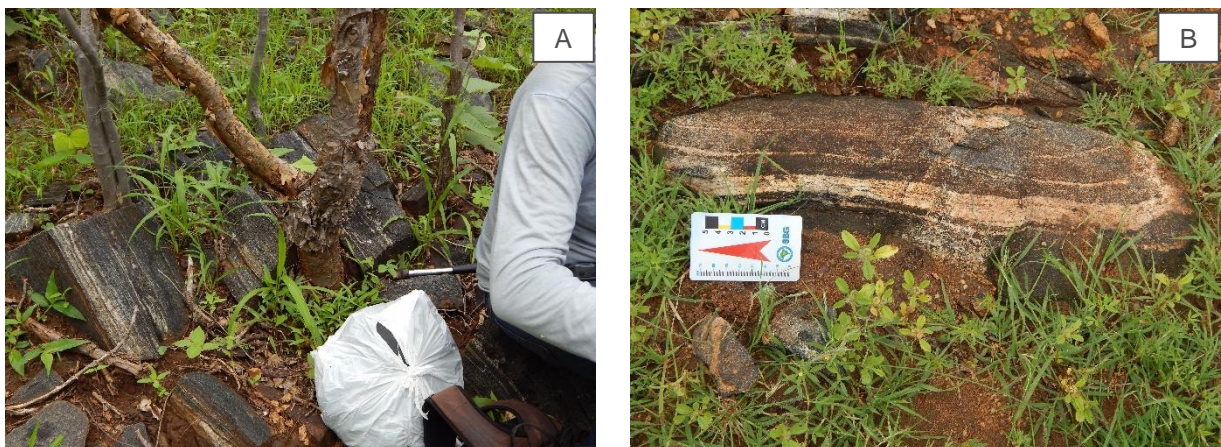
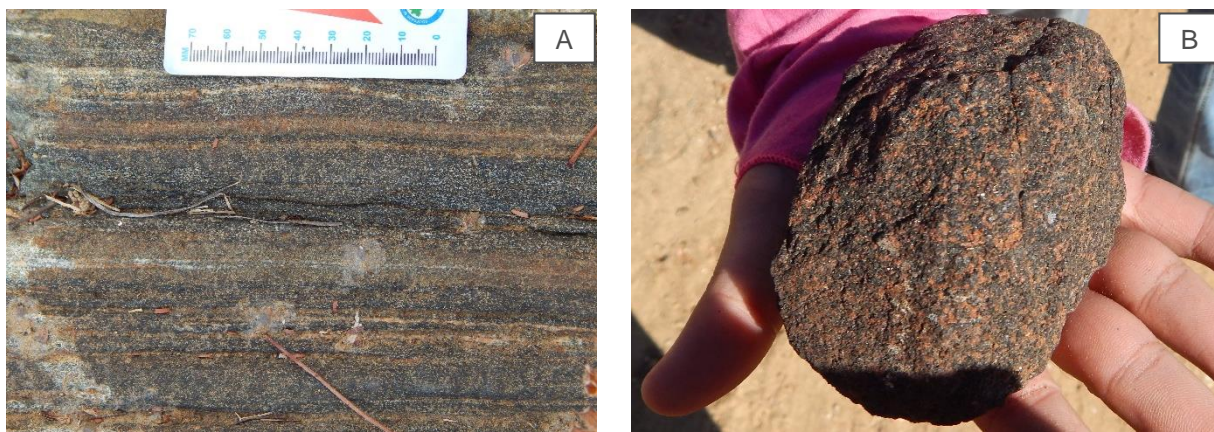




Figura 4.21: A. Detalhe do bandamento composicional do anfibolito. B. Anfibolito maciço demonstrando porção granadífera.

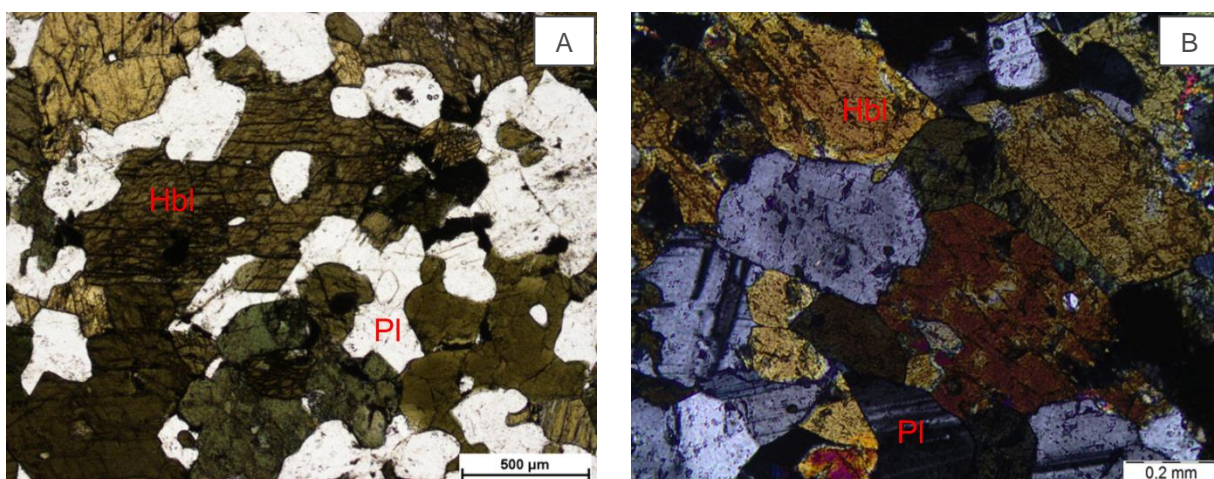


Em seção delgada, são encontradas texturas nematoblástica (Fig. 4.22A) com porções granuloblásticas, formada pelos aglomerados de granada. A rocha é constituída por anfibólio (50 - 80%), plagioclásio (10 - 40%), titanita (1 - 5%), epidoto (5%), ilmenita (1 - 4%), apatita (1%), podendo ou não ocorrer granada (0 - 40%).

A hornblenda apresenta-se castanha em tom claro, com pleocroísmo que varia de castanho a verde oliva (Figs. 4.22A e 4.22B). Os cristais exibem-se subidioblásticos a xenoblásticos, com cristais de dimensões entre 0,3 a 0,7mm e, por vezes, há apatita e plagioclásio inclusos, o que indica que foram englobados durante o metamorfismo e recristalização dos anfibólios.

O plagioclásio (Fig. 4.22A) exibe geminação polissintética, segundo a lei da albita ou ausente em alguns grãos (Fig. 4.22B). Os cristais apresentam formas que variam do subidioblásticos a xenoblásticos, com grãos entre 0,2 a 0,7mm. Cristais de titanita, apatita e hornblenda encontram-se inclusos nos grãos.

Figura 4.22: A. Hornblenda e plagioclásio em textura nematoblástica, nota-se pleocroísmo da hornblenda de tons castanhos a verde oliva (luz natural). B. Geminação Polissintética do plagioclásio segundo a lei da Albita ou ausente (nicol cruzado).

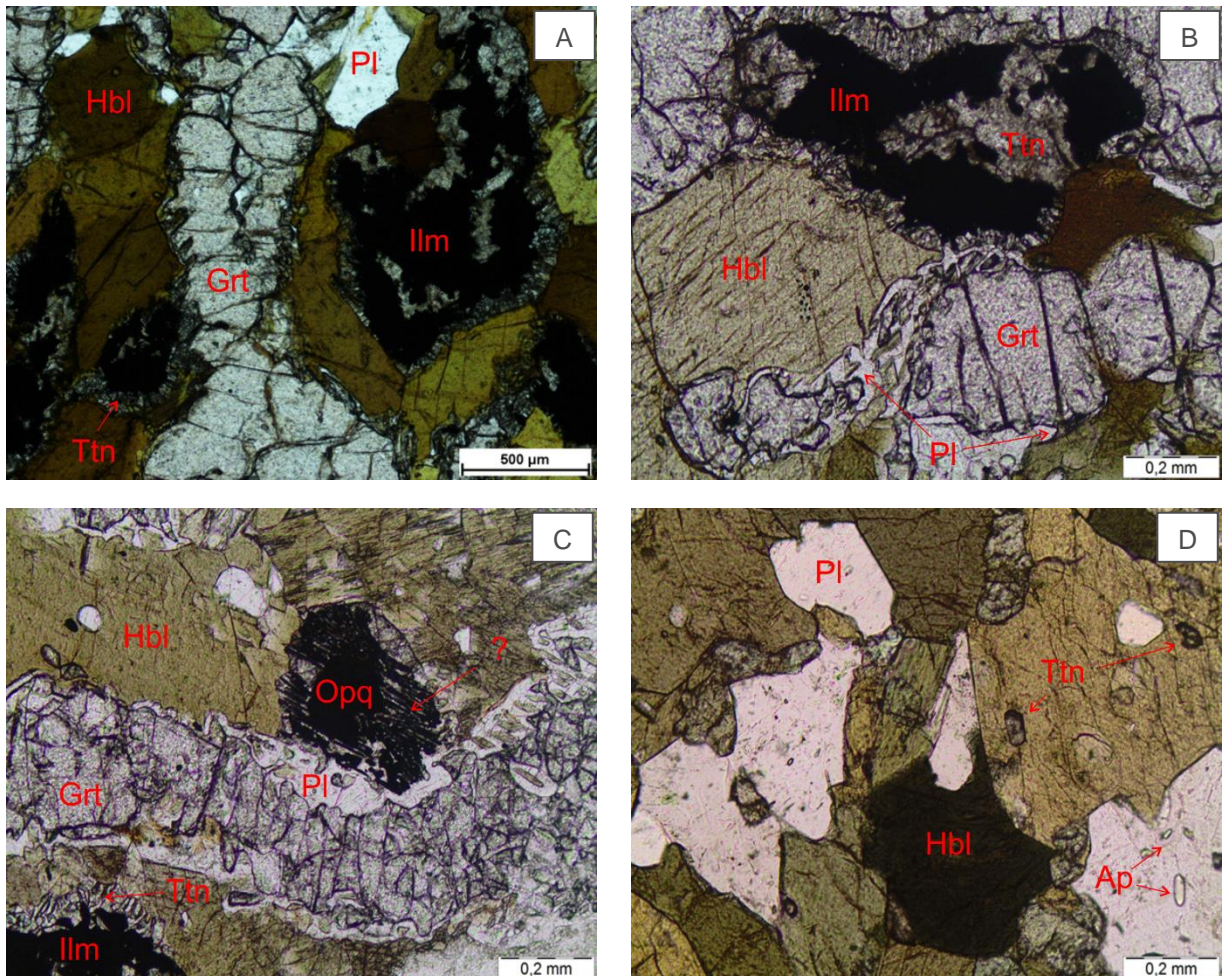




A titanita encontra-se incluída nos cristais de hornblenda e plagioclásio ou dispersas, com tamanho de até 0,1mm (Figs. 4.23A, 4.23B, 4.23C, 4.23D). Por vezes, percebe-se cristais bordejando a titanita, que é gerada como produto de liberação de óxido de titânio advindo da ilmenita (Figs. 4.23A, 4.23B, 4.23C). Nota-se também simplectitos de titanita e ilmenita, em algumas seções (Fig. 4.23C). O epidoto ocorre similar a titanita, bordejando opacos ou em cristais subidioblásticos a xenoblásticos.

A granada ocorre como aglomerados de grãos ou cristais isolados, subidioblásticos a xenoblásticos, com dimensões entre 0,2 a 1,2mm (Figs. 4.23A, 4.23B, 4.23C). O epidoto possui contornos xenoblásticos, raramente subidioblástico, de tamanho entre 0,3 e 0,7mm. A apatita (Fig. 4.23D) é representada por grãos pequenos incluídos na hornblenda e plagioclásio. Os cristais são idioblásticos a subidioblásticos, menores que 0,2mm. O mineral opaco descrito é a ilmenita, que se apresenta como cristais xenoblásticos, com tamanhos que variam entre 0,1 e 0,4mm (Figs. 4.23A, 4.23B, 4.23C).

**Figura 4.23:** A. B. e C. Seção delgada dos granadas anfíbolitos. As ilmenitas possuem coronas de titanita, às vezes, formando simplectitos. Os cristais de granadas formam aglomerados preenchendo os espaços entre as hornblendas (luz natural). D. Presença de apatitas incluídas no plagioclásio (luz natural).

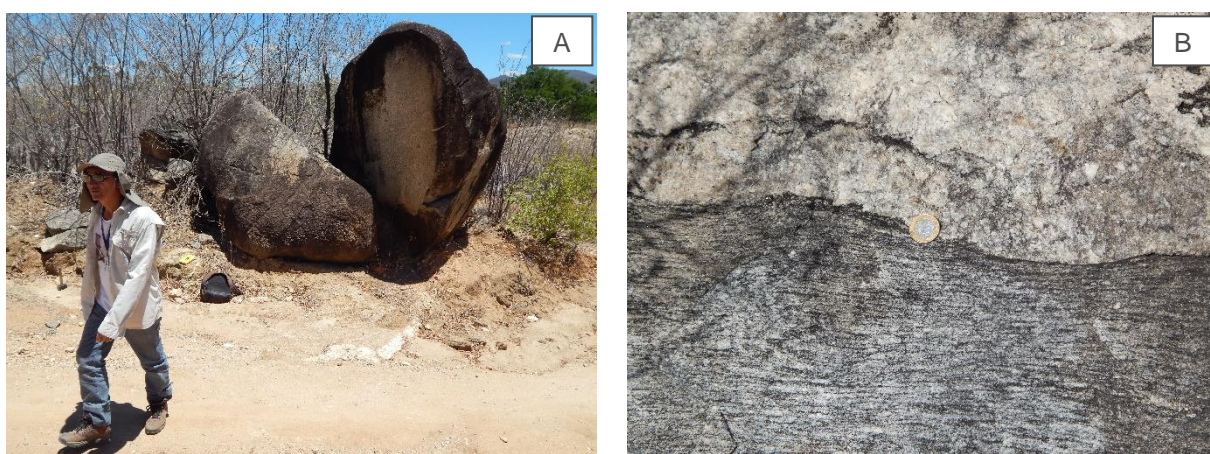


#### 4.7 Gnaisses Calcissilicáticos

Os gnaisses calcissilicáticos encontram-se *in situ* ou em blocos soltos (Fig. 4.24A), com tamanhos que variam de métrico a decamétricos, intercalados aos metatexitos e diatexitos da sequência metassedimentar.

O litotipo apresenta tonalidade cinza, com estiramento mineral e granulação média (Fig. 4.24B), com constituição essencial macroscópica composto por quartzo, plagioclásio, biotita e anfibólio.

Figura 4.24: Bloco solto de gnaise calcissilicático. B. Dique pegmatítico em contato brusco com o litotipo.



Petrograficamente, a assembleia mineralógica é constituída plagioclásio (35%), quartzo (18%), microclina (10%), biotita (10%), anfibólio (8%), clinopiroxênio (5%), flogopita (5%), granada (4%), sericita (2%), apatita (1%), zircão (1%) e opaco (1%), apresentando textura lepidogranoblástica a granuloblástica.

O plagioclásio exibe ou não geminação polissintética, segundo a lei da albita e albita-periclina (Figs. 4.25A, 4.25B, 4.25C, 4.25D). Texturas de intercrescimento do tipo mimerquita são observados em algumas porções (Fig. 4.25D). Também, encontra-se alguns cristais de plagioclásio alterando-se para sericita, preferencialmente nas bordas dos grãos.

O quartzo é xenoblástico e exibe tamanho entre 0,3 e 1mm. Os grãos apresentam-se deformados com extinção ondulante e recristalização em subgrãos (Figs. 4.25A, 4.25B, 4.25D). A microclina é subdioblástica e apresenta geminação albita-periclina. Possuem tamanhos entre 0,2 e 0,5mm.

A biotita é castanha, subdioblástica, possui hábito lamelar, pleocroísmo de castanho claro a castanho, apresenta tamanhos que variam entre 0,5 a 2mm. As lamelas exibem terminações irregulares em contato com a biotita e paralelas entre si (Figs. 4.25A, 4.25B, 4.25C, 4.24D). Relacionado a biotita encontra-se os minerais opacos encontrados no litotipo.



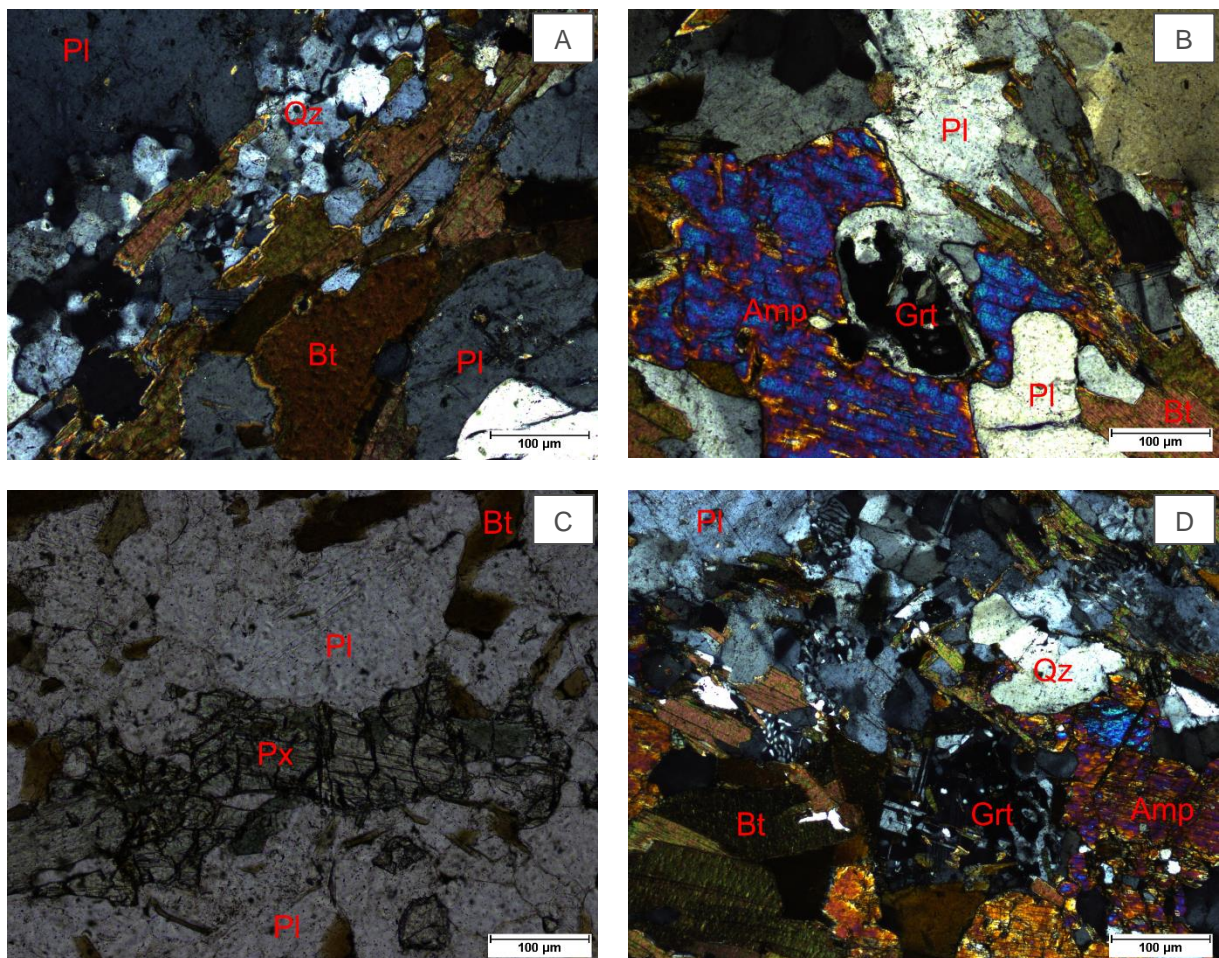
O anfibólio é marrom esverdeado, não exibe pleocroísmo, apresenta-se como cristais subidioblástico a xenoblástico, exibindo contos retos a côncavo-convexos, de tamanhos que variam entre 0,4 a 0,8mm (Figs. 4.25B e 4.25D).

O piroxênio exibe-se com tonalidade esverdeada, com pleocroísmo variando de verde claro a verde oliva. Os cristais apresentam-se subidioblásticos a xenomórficos, de tamanhos que variam entre 0,3 a 0,6mm (Fig. 4.25C).

A flogopita é castanho claro, com pleocroísmo que varia de castanho claro a castanho avermelhado. As lamelas exibem-se subidioblásticas a xenomórficas, variando de 0,4 a 1,2mm.

A granada apresenta-se como cristais subidioblásticos a xenoblásticos, com tamanhos que variam entre 0,20 a 0,30mm. Os grãos encontram-se próximo aos cristais dos anfibólios (Fig. 4.25D), alterando-se para gerar plagioclásio. A apatita e o zircão são idioblásticos, com grãos de até 0,02mm, encontrando-se preferencialmente inclusos no plagioclásio.

Figura 4.25: A. Bandamento composicional no gnaiss calcissilicático, com lamelas de biotita alinhada (nicol cruzado). B. Cristal de anfibólio e granada (nicol cruzado). C. Detalhe do mineral de piroxênio (luz natural). D. Assembleia mineralógica básica do litotipo (nicol cruzado).





#### 4.8 Migmatitos

Os **migmatitos** são as rochas com maior representatividade na área de estudo, ocorrendo sob forma de extensos lajedos, blocos soltos e rolados, com afloramentos métricos a decamétricos (Figs. 4.26 e 4.27A). Possuem direção preferencial N-S, com leve inflexão para E-W e apresentam intercalação com todos os tipos litológicos encontrados.

Os litotipos são divididos pelo grau de fusão em metatexitos e diatexitos (Brown, 1973), sendo observadas estruturas do tipo febítica ou venosa, estromática, dobrada, ptigmática e *schilieren*, segundo a classificação de Menert (1968), dentre outras (Fig. 4.26).

Nos migmatitos, o paleossoma é a porção mais similar a rocha original. O neossoma se divide em leucossoma (material fundido), lanossoma (restitos da fusão) (Menert, 1968) e mesossoma (mistura entre os dois) (Johannes & Gupta, 1982). Em algumas porções, o aumento do grau de fusão parcial torna-se mais proeminente, gerando nebulitos (Fig. 4.27F).

Os diferentes tipos litológicos exibem-se cinza, apresentam arranjo regular (metatexitos) (Figs. 4.26, 4.27A, 4.27B) e irregulares (diatexito) (Figs. 4.27B, 4.27C, 4.27E), exibindo por vezes bandamentos milimétricos a centimétricos e granulação média a grossa.

A assembleia mineralógica macroscópica observada é constituída por quartzo e feldspato (neossoma), biotita e anfibolito (melanossoma) e fases intermediárias de félsicos e máficos (mesossoma). Por vezes, encontra-se porfiroblastos de granadas de até 5cm de diâmetro (Fig. 4.27A), com grãos relacionados ou não a este litotipo.

Figura 4.26: A. Metatexito com estruturas dobrada e febítica, segundo a classificação de Menert (1968).





Figura 4.27: A. Afloramento decamétrico de metatexito. B. Metatexito com porfiroblastos de granada. C. Terreno arrasado com afloramento métrico de diatexito. D. Estrutura dobrada, segundo a classificação de Menert (1968). E. Aumento da fusão parcial, sendo observado um estágio mais avançado da textura dobrada. F. Porções nebulíticas, formadas pelo aumento da taxa de fusão parcial.



A porção melanossomática representa de 10 a 70% da rocha e pode ser considerada a parte restítica da fusão parcial. A assembleia mineralógica dessa porção é constituída por biotita (60 - 90%), muscovita (5 - 10%), hornblenda (0 - 25%) e granada (0 - 10%), apresentam textura lepidogranoblástica. O leucossoma pode ocupar cerca de 30 a 90% do litotipo e é



constituído por quartzo (10 - 30%) plagioclásio (25 - 40%), microclina (15 - 35%) titanita (1%), zircão (1%) e apatita (1%), apresentando textura granoblástica.

A biotita apresenta cor marrom, pleocroísmo de castanho claro a marrom, hábito lamelar, com tamanho que varia de 0,3 a 0,8mm e exibe contatos retos a serrilhados no final das lamelas (Figs. 4.28A, 4.28B, 4.29A, 4.29B), desestabilizando e formando muscovita. A muscovita apresenta-se como lamelas de 0,3 a 0,7mm, com contatos retos e terminações irregulares com outros minerais (Figs. 4.28A).

A hornblenda é marrom, com pleocroísmo de verde claro a verde acastanhado. Os cristais apresentam-se idioblástica a subdioblástica, com dimensões que variam entre 0,30 e 0,60mm (Figs. 4.29A e 4.29B). A granada ocorre como cristais xenoblásticos, com tamanhos que variam entre 0,10 a 0,40mm (Figs. 4.28B e 4.29A).

Os cristais de quartzo (Figs. 4.28B e 4.29B), plagioclásio (Figs. 4.28A, 4.28B, 4.29A, 4.29B, 4.29C, 4.29D) e microclina são subdioblástico a xenoblástico, variando entre 0,4 a 0,6mm. O quartzo exibe extinção ondulante, o plagioclásio apresenta ou não geminação polissintética, segundo a lei da albita-periclina e na microclina é perceptível geminações do tipo albita-periclina. Entre os acessórios encontram-se titanita, zircão e apatita, que ocorrem como pequenos cristais idioblásticos a subdioblásticos, com tamanho <1mm.

Figura 4.28: A e B. Porção mesossomática da rocha, com presença de minerais restíticos, como a biotita e granada. Também, há presença de minerais neoformados, como plagioclásio e quartzo (nicol cruzado).

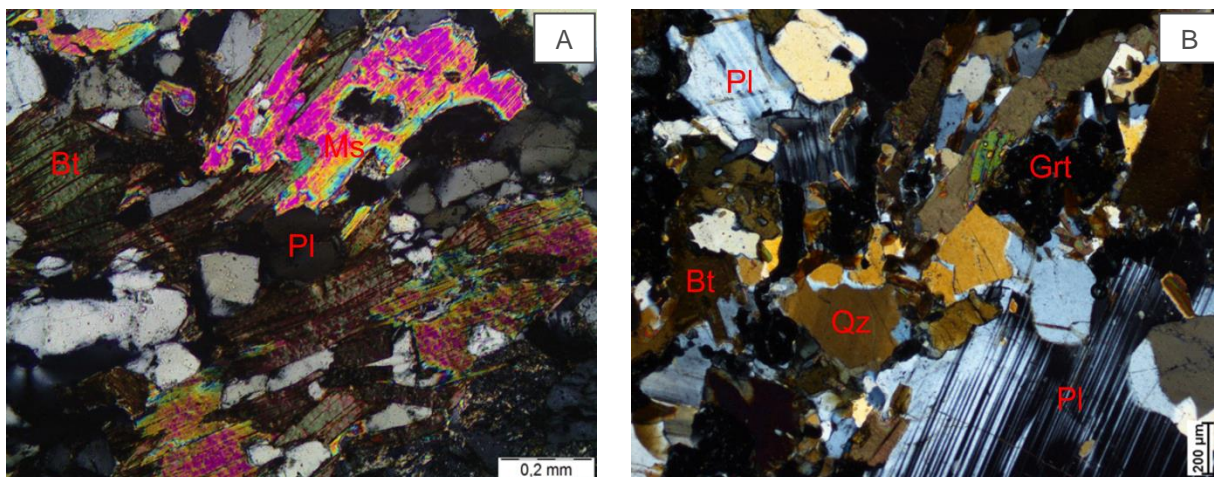
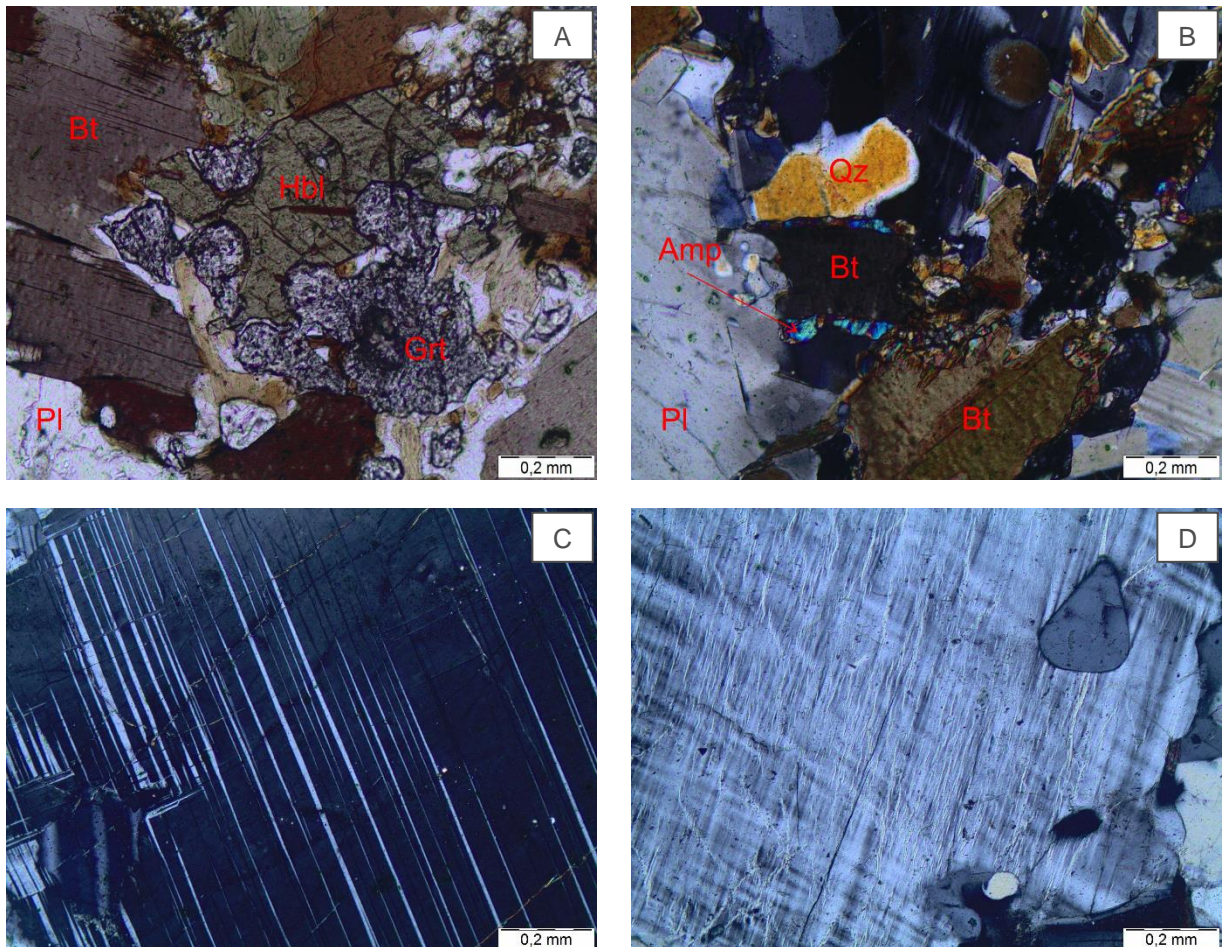


Figura 4.29: A. Representa o melanossoma da seção, com hornblenda e biotita (luz natural). B. Leucossoma com lamela restítica de biotita (nicol cruzado). C e D. Leucossomas com cristais bem desenvolvidos de plagioclásio com geminação segundo a lei da albíta-periclina e inclusão de plagioclásio mais antigo (C) e microclina com textura pertítica e inclusão de quartzo (D) (nicol cruzado).



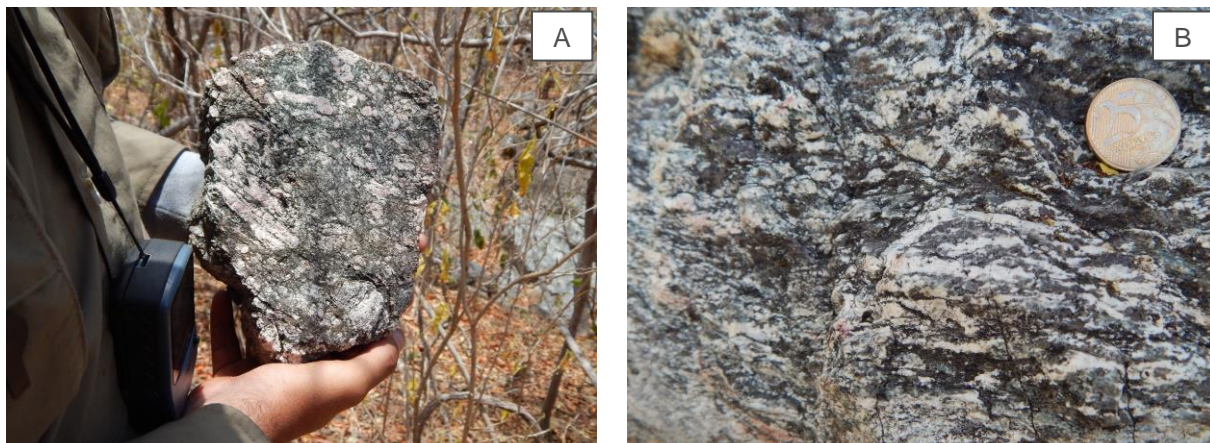
#### 4.9 Diorito

O diorito apresenta-se em forma de bolsões, resultantes da fusão de rochas anfibolíticas, ocorrendo em dimensões métricas a decamétricas. O litotipo é leucocrático, possui coloração branca esverdeada e exibe granulação grossa, por vezes, porfirítica, com cristais de plagioclásio de até 6cm. Constituída, macroscopicamente, por plagioclásio e anfibólio (Fig. 30A e 30B).

Esse litotipo está associado aos albíta granitos, possuindo diferença na quantidade de anfibólio preservado.



Figura 4.30: A. Bloco solto de diorito. B. Detalhe do diorito.



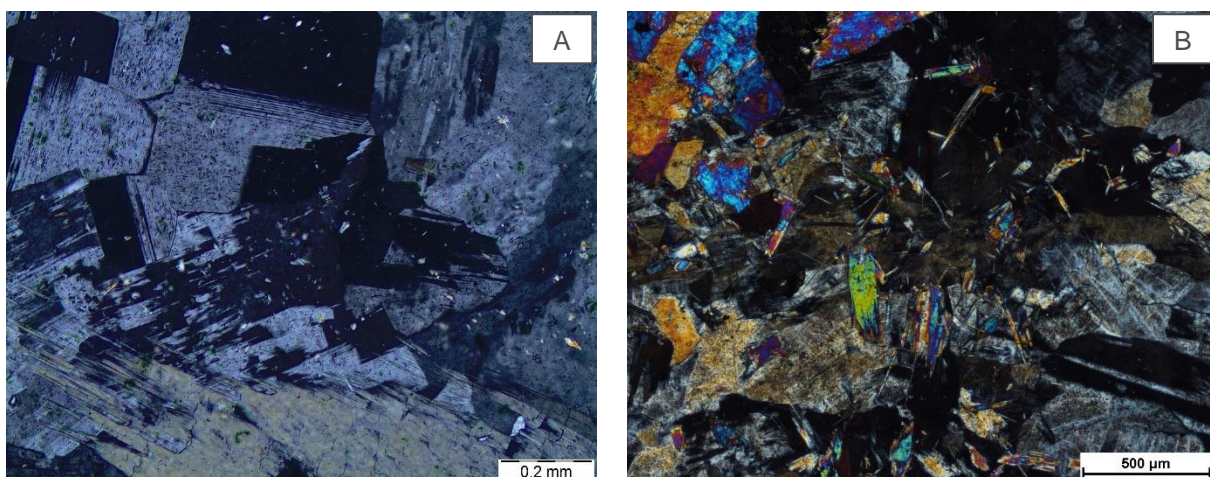
Petrograficamente, apresenta uma mineralogia composta sobretudo por plagioclásio (57%), com tremolita (38%), carbonato (3%), apatita (1%) e opacos (1%).

Em ambos, o plagioclásio exhibe ou não geminação polissintética, segundo a lei da albita, por vezes, apresentando textura de albitização. Texturas de intercrescimento do tipo mimerquita são observados em algumas porções (Figs. 4.31A e 4.31B).

A tremolita exhibe-se incolor, sem pleocroísmo. Com textura fibrosa nas bordas. Exhibem tamanhos entre 0,5 a 1,4mm. São minerais restíticos (Fig. 4.31B).

A apatita é idióblástica, com grãos de até 0,02mm, exibindo-se preferencialmente inclusos no plagioclásio.

Figura 31: A. Matriz constituída por plagioclásios e cristal de tremolita restítica. Notar textura de albitização. B. Cristais de tremolita com terminações fibrosas em matriz de plagioclásio.



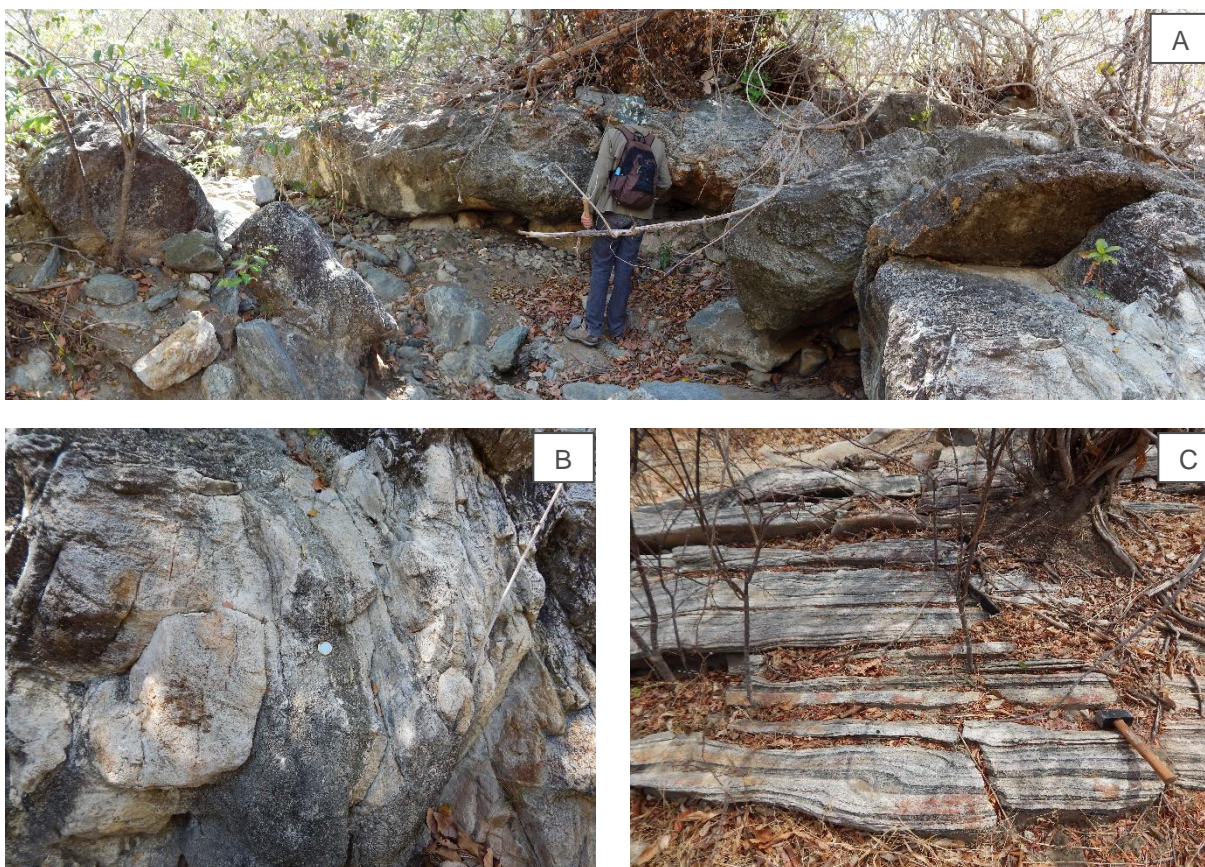


#### 4.10 Albita Granito

O albita granito apresenta-se *in situ* ou em blocos soltos, intercalado a anfibolitos e calcissilicáticas. Os corpos exibem-se em bolsões de formato lenticular, com dimensões centimétricas a decamétricas (Figs. 4.32A e 4.32B). Em corpos maiores, a foliação encontra-se horizontalizada e, em menores, exhibe-se verticalizados, com direções preferencial N-S para ambos (Fig. 4.32C).

O litotipo é branco, de granulação fina a média, com cristais macroscópicos constituídos por plagioclásio e quartzo.

**Figura 4.32:** A. Afloramento de albita granito, intercalado com calcissilicáticas e rochas ricas em tremolita, possivelmente restíticas da fusão que gerou o albita granito. B. Detalhe do afloramento, mostrando a rocha com coloração branca. C. Bandas centimétricas de albita granitos intercalados a anfibolitos.



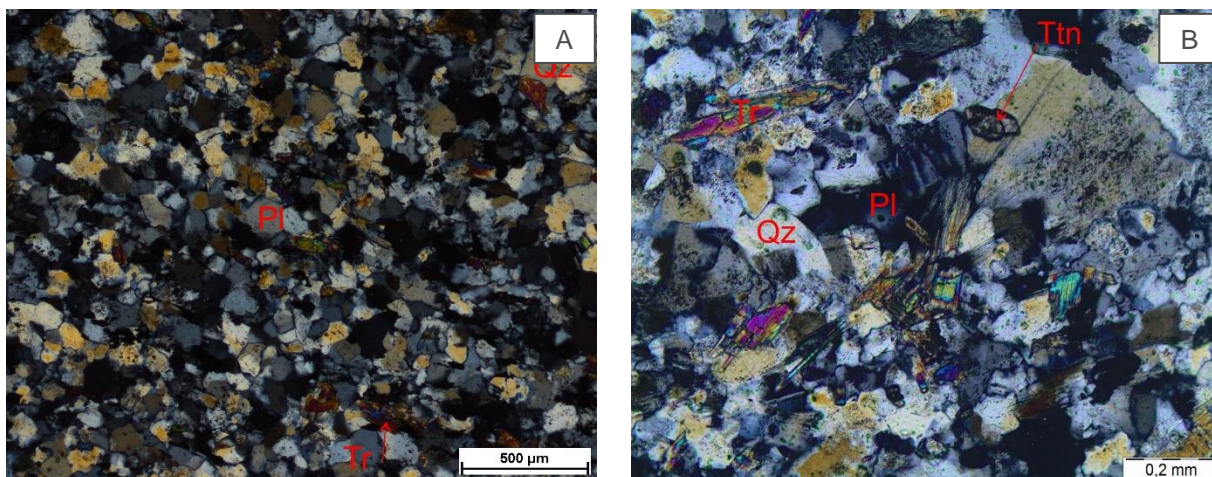
A assembleia mineralógica principal é composta por plagioclásio (60%), quartzo (35%), titanita (1%) e, por vezes, apresentam restitos de tremolita (4%), apresentando textura granoblástica.

A albita é o plagioclásio presente no litotipo, que se apresenta de forma subédrica a anédrica, sem geminação e com tamanhos que variam de 0,1 a 0,3mm (Figs. 4.33A e 4.33B). O quartzo é anedral, exhibe tamanho entre 0,1 e 1,5mm e extinção ondulante (Figs. 4.33A e

4.33B). Os cristais de titanita possuem tamanho que variam entre 0,2 e 0,5mm e apresentam-se de forma euédrica (Fig. 4.33B).

Os anfibólios restíticos são descritos como tremolita (Figs. 4.33A e 4.33B). Os grãos exibem-se de forma xenomórfica, sem pleocroísmo, com cristais de dimensões entre 0,1 a 0,3mm.

Figura 4.33: A. Textura granoblástica observada no litotipo (nicol cruzado). B. Detalhe da tremolita restítica e titanita como acessório (nicol cruzado).



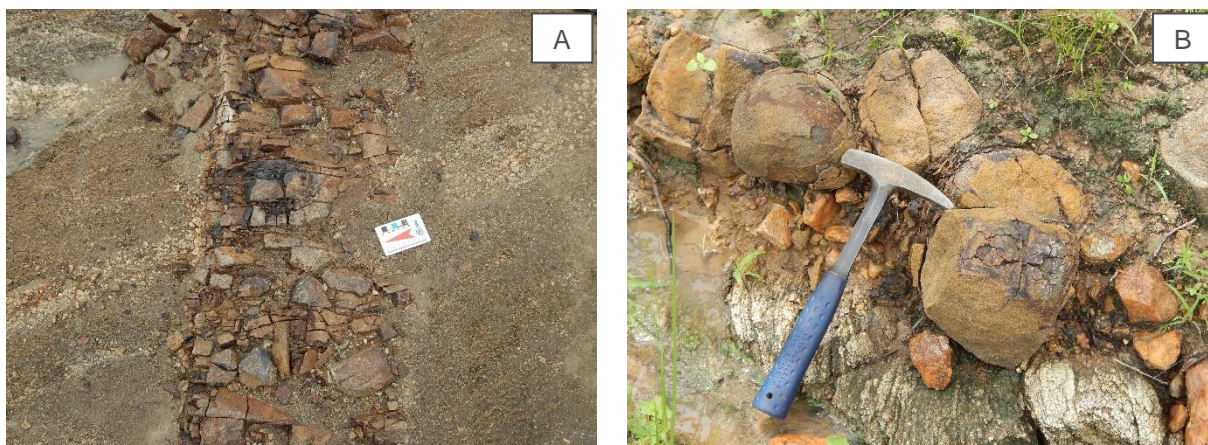
#### 4.11 Diques de Diabásio e Brechas

A Suíte Magmática Rio Ceará Mirim é caracterizada por diques de rochas máficas, recortando a foliação em duas direções 45° e 100°Az. Os litotipos encontram-se *in situ* ou blocos soltos, com larguras centimétricas entre 40 a 70cm, constituídas por diabásio e, por vezes, por uma fácies brechada e com alteração hidrotermal proeminente.

O **dique de diabásio** apresenta tonalidade preta a esverdeada com estrutura maciça (Fig. 4.34A). Como processo de alteração intempérica, encontra-se ao longo dos *trends* NE-SW e NW-SE, fragmentos de rochas com esfoliação esferoidal (formato acebolado) (Fig. 4.34B).



Figura 4.34: A. Dique de diabásio com direção 100°Az. B. Forma arredondada concêntrica em bloco de basalto.

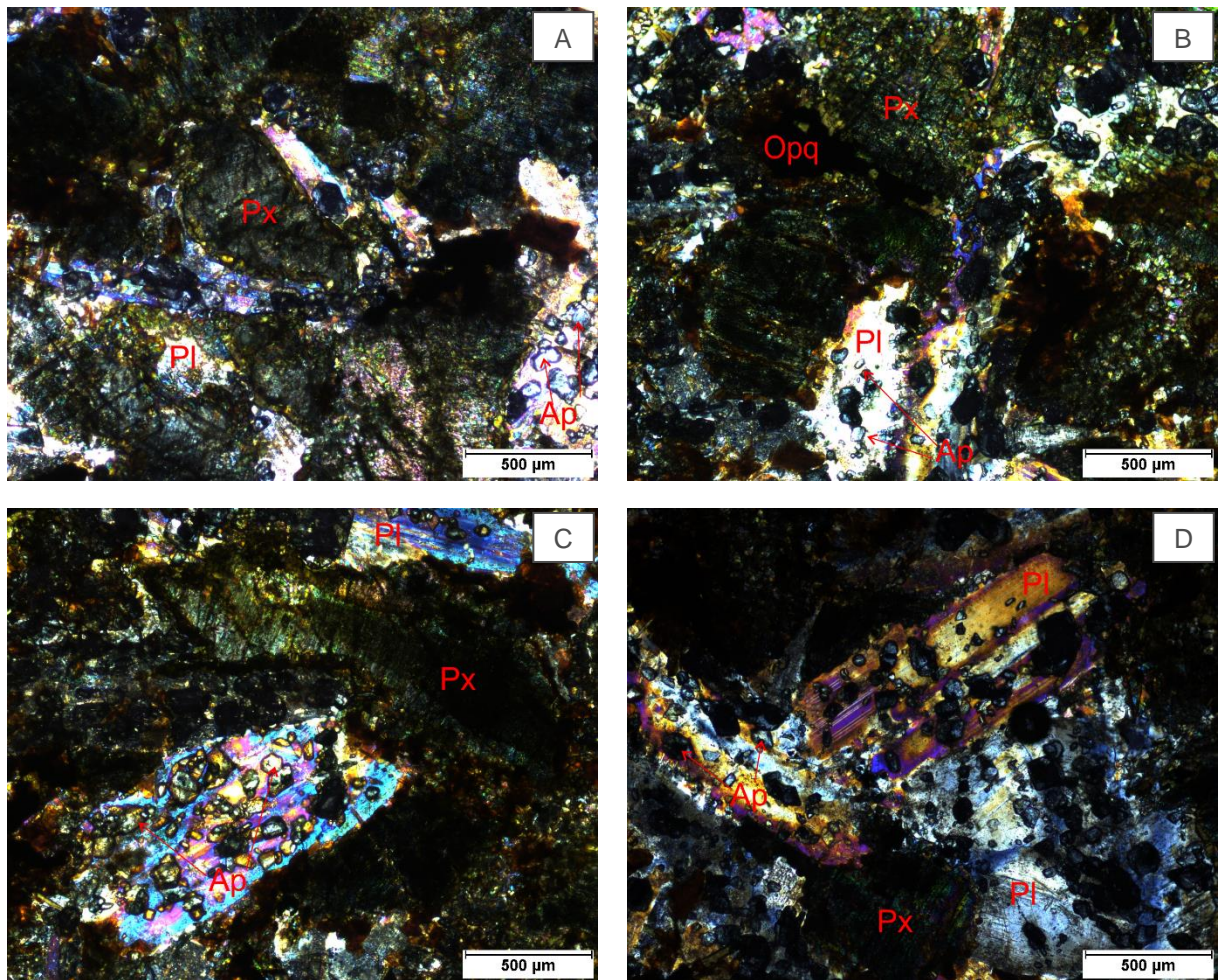


Em seção delgada, a assembleia mineralógica é constituída por plagioclásio (45%), piroxênio (40%), apatita (10%) e opacos (5%), apresentando textura ofítica.

O plagioclásio apresenta geminação polissintética, segundo a lei da albita. Pode-se visualizar cristais ripiformes e, por vezes, eudrais, com tamanhos que variam de 0,1 a 0,7mm. Em alguns grãos é observado processos de saussuritização, iniciando a geração de epidoto (Figs. 4.35A, 4.35B, 4.35C, 4.35D).

O piroxênio exibe-se com tonalidade esverdeada, sem pleocroísmo, apresentando cristais anédricos, de tamanhos que variam entre 0,3 a 0,6mm (Figs. 4.35A, 4.35B, 4.35C, 4.35D). Encontram-se inclusos no plagioclásio, cristais de apatita que se apresentam de forma arredondada e tamanhos que variam entre 0,1 a 0,3mm (Figs. 4.35A, 4.35B, 4.35C, 4.35D). Os opacos são representados por ilmenita, apresentando forma subdioblástica a xenoblástica, em grãos entre 0,2 a 0,3mm (Fig. 4.35B).

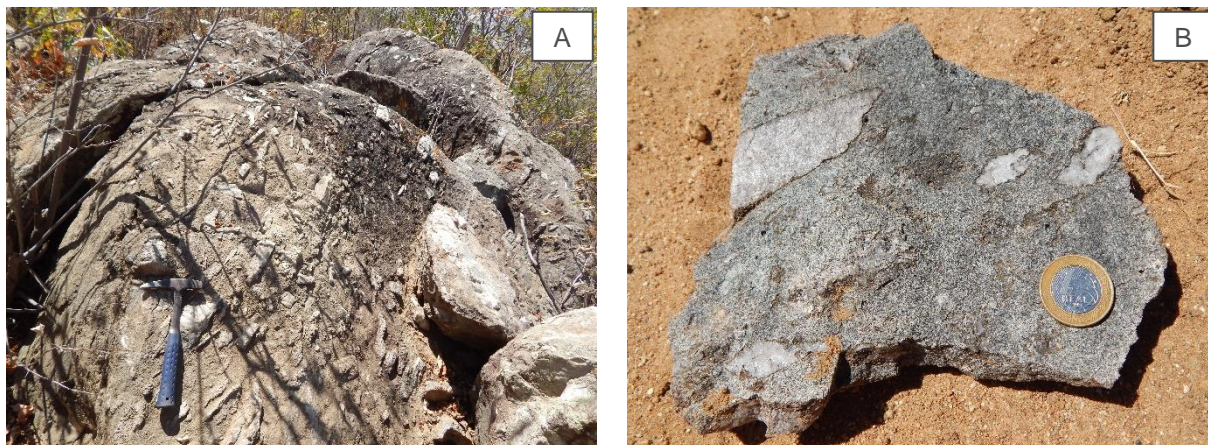
Figura 4.35: A. Assembleia mineralógica básica do dique de diabásio (nicol cruzado). B. Cristais de apatita incluído no plagioclásio (nicol cruzado). C. Detalhe dos cristais de piroxênio, plagioclásio e apatita (nicol cruzado). D. Cristal ripiforme de plagioclásio com aglomerados de apatitas incluídas (nicol cruzado).



A **fácies brechada** encontra-se em lajedo métrico, de tonalidade cinza esverdeada, exibindo estrutura maciça e orientação de fluxo, caracterizado por xenólitos angulosos ou irregulares de quartzo e carbonato (Figs. 4.36A e 4.36B).



Figura 4.36: A. Xenólitos angulosos de rochas subvulcânicas granofítica ou remobilizados de quartzo. B. Detalhe dos clastos na matriz.



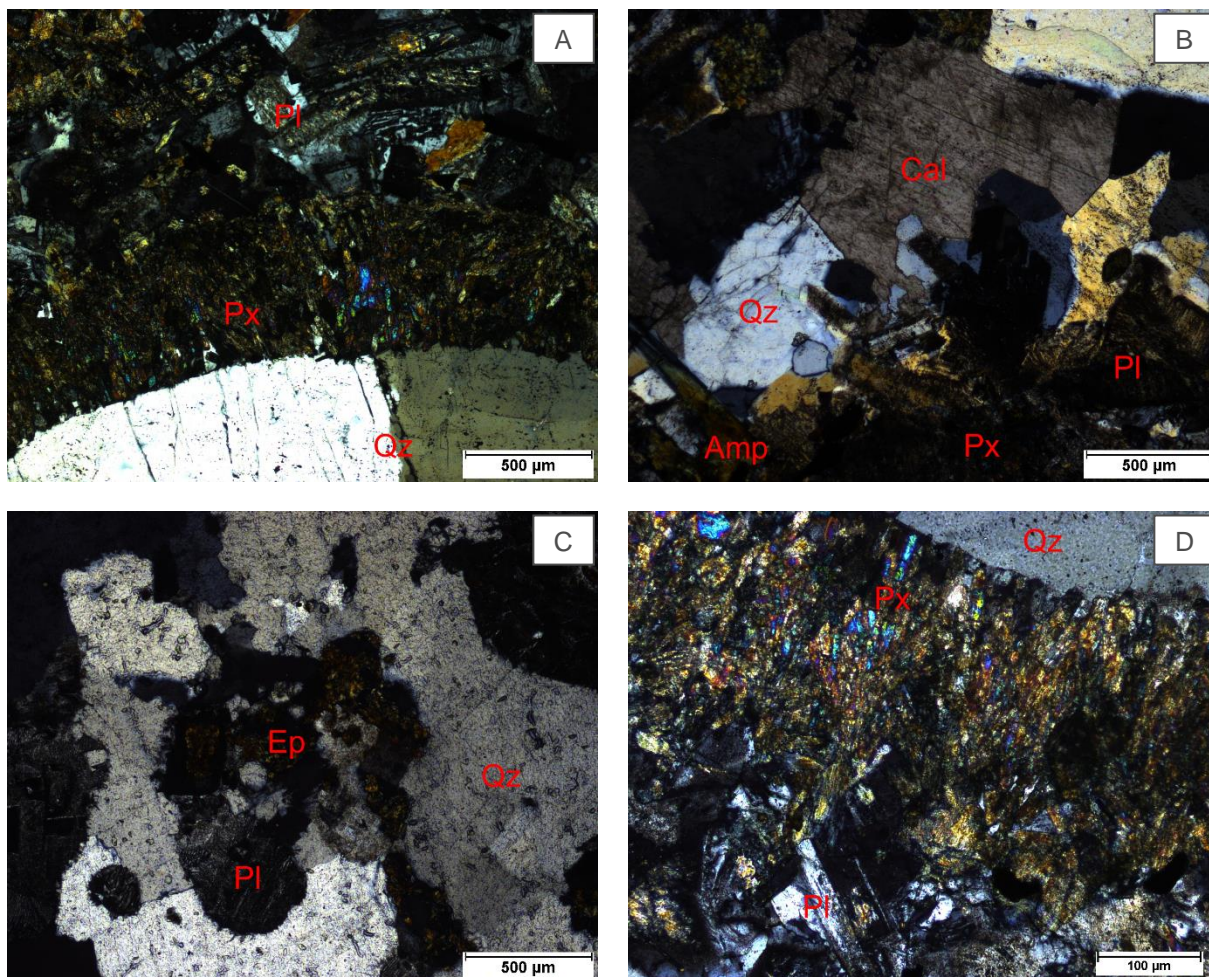
A assembleia mineralógica dos xenólitos é composta basicamente por feldspato potássico (50%) com intercrescimento de quartzo (30%), cristais de quartzo (10%), calcita (3%), epidoto (2%) e plagioclásio (5%). A matriz é constituída por uma mineralogia tipicamente secundária, gerada por produto de alteração hidrotermal, contendo anfibólio (45%), plagioclásio (35%), remobilizados de quartzo (10%), opaco (4%), epidoto (2%), clorita (2%), apatita (1%) e, por vezes, encontra-se cristais de piroxênios primários (1%). No contato entre o xenólito e matriz, há uma borda de reação constituída essencialmente de piroxênio.

No xenólito, os cristais anédricos de quartzo apresentam tamanhos que variam de 4 a 10mm. A textura de resfriamento rápido, granofídica, é relativa entre a interação de quartzo e K-feldspato, indicando que a cristalização destes ocorreu em profundidades hipabissais. A interpretação como fragmento de rocha englobado ao magma se deu quando observado os grãos deformados de quartzo, que apresentam extinção ondulante e recristalização em subgrãos, diferenciando-o da matriz, que não se apresenta deformada (Figs. 4.37A, 4.37B, 4.37C, 4.37D).

O carbonato presente no xenólito é a calcita, que se mostrar de maneira xenoblástica e dimensões que variam entre 0,5 a 2mm (Fig. 4.37B). Percebe-se, também que o plagioclásio passou por processo de saussuritização, iniciando o processo de transformação para epidoto (Figs. 4.37A, 4.37B, 4.37C, 4.37D).

Observa-se, também, que ao redor dos xenólitos pode ou não apresentar coronas de reação, representada por piroxênio. Os cristais apresentam-se com tonalidade castanha, subdioblásticos a xenoblásticos, com tamanhos de 0,1 a 0,2mm (Figs. 4.37A e 4.37D).

Figura 4.37: A. Xenólito de quartzo deformado bordado por corona de reação de piroxênio, em matriz composta de plagioclásio (nicol cruzado). B. Cristal de calcita e quartzo no xenólito envolto por piroxênio e anfibólio secundário (nicol cruzado). C. Plagioclásio turvo alterando-se em processo de saussuritização para epidoto, devido a alteração hidrotermal (luz natural). D. Detalhe da borda de reação representada por piroxênio bordando o xenólito de quartzo e em contato com os cristais de plagioclásio (nicol cruzado).



Na matriz, o mineral primário é o piroxênio (augita), sendo encontrado em raras oportunidades, apresentando tonalidade rosa incolor, cristais xenoblásticos de 0,3mm. O processo de alteração hidrotermal nesse mineral deu gênese a anfibólio e clorita. O anfibólio exibe-se de tonalidade esverdeada, apresentando pleocroísmo que varia de verde claro a verde escuro. O tamanho dos grãos varia entre 0,4 a 0,6mm, ocorrendo em cristais subdioblásticos a xenoblásticos. A clorita exibe-se em lamelas xenoblásticas de tonalidade castanha, apresentando leve pleocroísmo em tons de castanho, com tamanhos que variam entre 0,3 a 0,6mm.

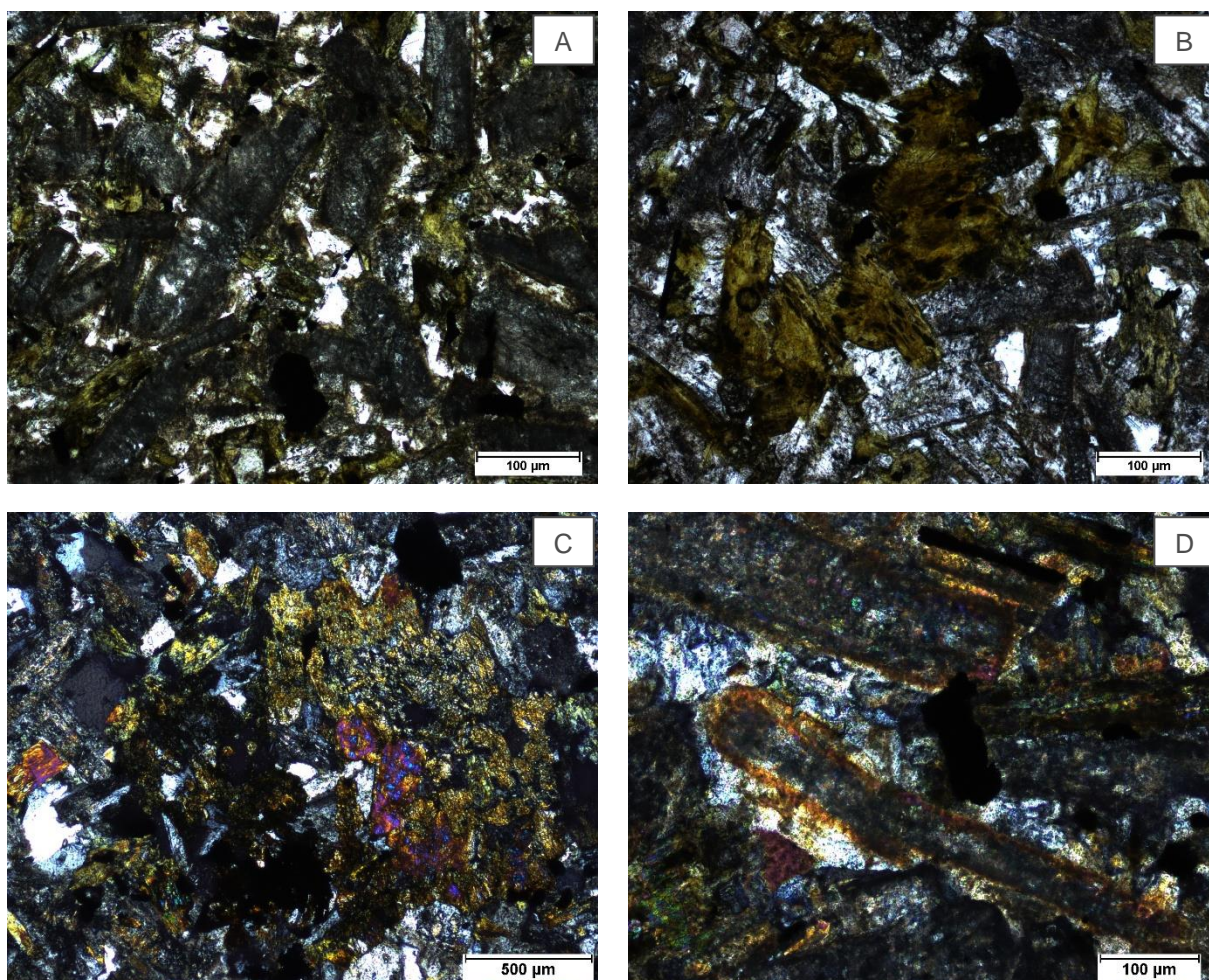
O plagioclásio ocorre subidioblástico a xenoblástico, podendo também exibir-se ripiformes (Figs. 4.38A, 4.38B, 4.38C, 4.38D). Por vezes, os grãos exibem geminação polissintética, segundo a lei da albita. Em plagioclásios com grau de alteração mais acentuado, encontra-se processos de saussuritização, com geração de epidoto. Os cristais de epidoto são



xenoblásticos e variam entre 0,3 a 0,7mm, apresentando tonalidade castanha (Fig. 4.38C). Inclusos no plagioclásio encontram-se agulhas de apatita, apresentando formato acicular que varia entre 0,1 a 0,2mm.

O opaco presente é a ilmenita que se apresenta com hábito xenoblástico, com cristais que variam entre 0,2 a 0,4mm (Figs. 4.38A, 4.38B, 4.38C, 4.38D). O quartzo encontra-se preenchendo espaços intersticiais (Fig. 4.38D).

**Figura 4.38:** A. Plagioclásio típico de alterações hidrotermais, apresentando aspecto turvo (luz natural). B. Clorita de tonalidade marrom (luz natural). C. Clorita e epidoto em meio a cristais ripiformes de plagioclásio (nicol cruzado). D. Quartzo intersticial (nicol cruzado).



#### 4.12 Pegmatitos

Todas as associações litológicas expostas na sequência são recortadas por filões pegmatíticos tardios, de espessuras e extensões variáveis, constituído por quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, biotita, muscovita e turmalina (Figs. 4.39A, 4.39B, 4.39C, 4.39D). Dada a natureza aluminosa dos minerais é provável que o litotipo seja proveniente de fusão das rochas metassedimentares.



Figura 4.39: A. Intrusão pegmatítica em afloramento. B. Litotipo recortando rochas anfibolíticas. C. Detalhe do pegmatito mostrando pequenos cristais de afrisita. D. Megacrystal de turmalina, podendo atingir tamanho máximo de 30cm.



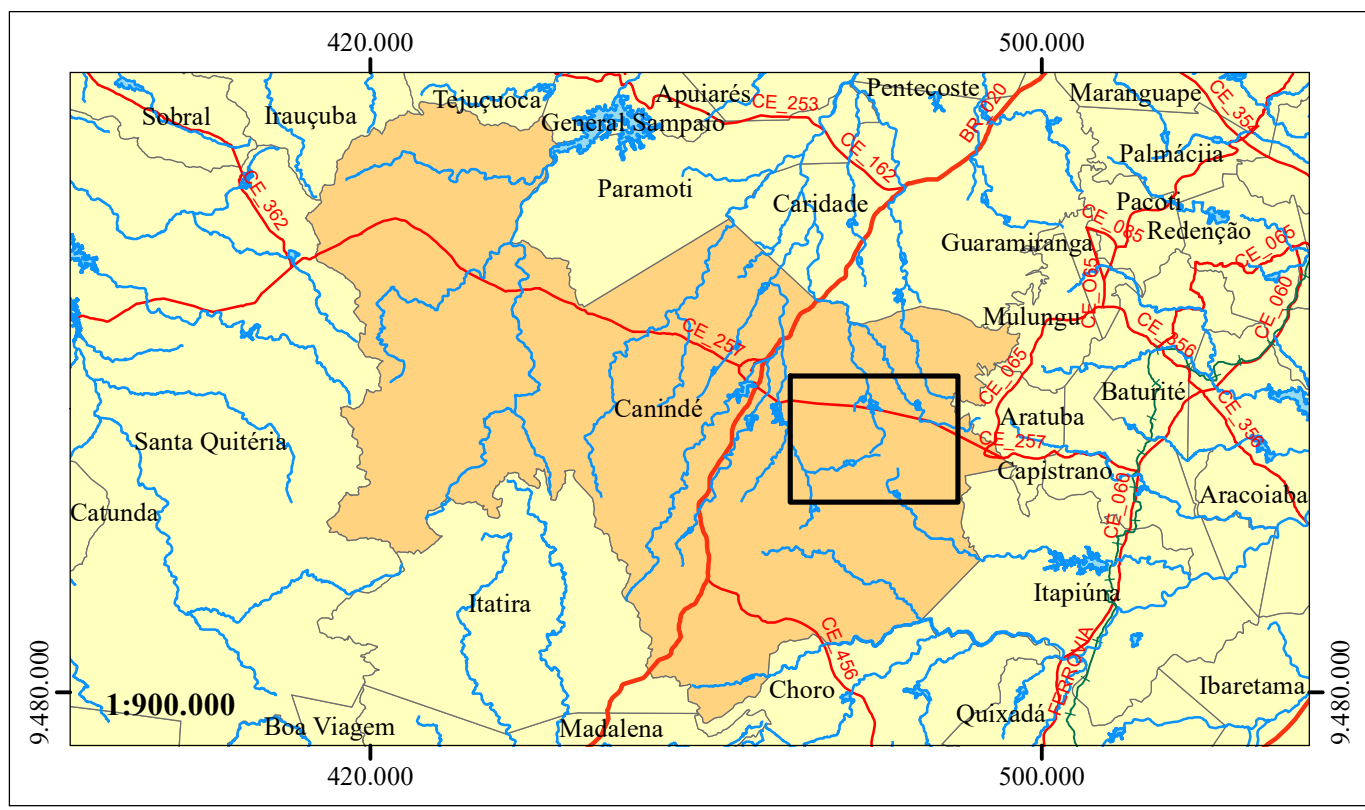
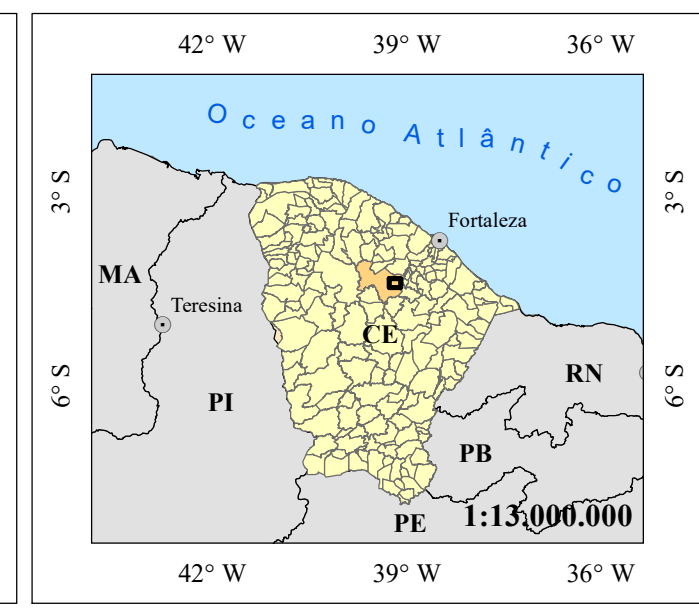
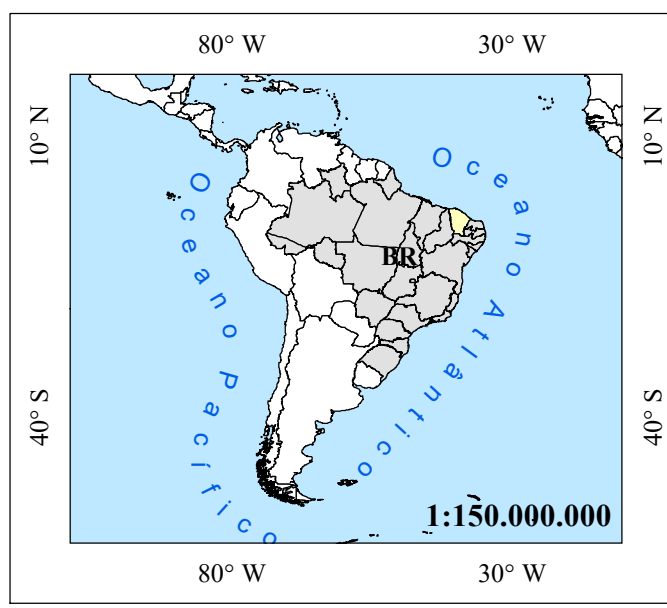
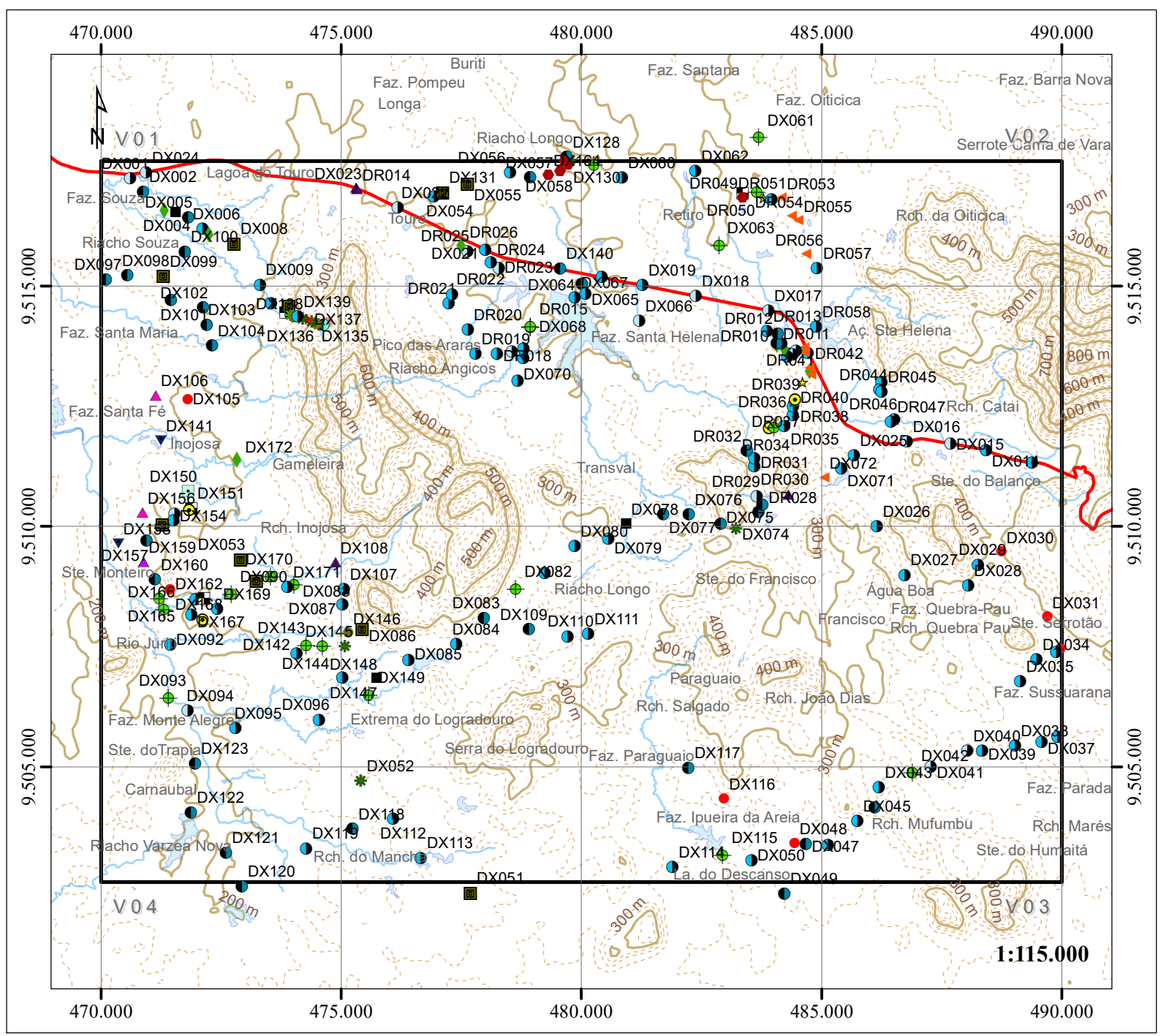
### 4.13 Aluviões Quaternários

Os depósitos representativos das aluviões recentes encontram-se nos leitos dos rios e riachos da área mapeada, representada por sedimentos arenosos com granulação média a fina até conglomerática (Fig. 4.40A). Possuem coloração variada, com dominância das cores esbranquiçadas até amareladas (Fig. 4.40B). Recobrimdo os sedimentos, por vezes, há finíssimas camadas de matéria orgânica provenientes da decomposição de restos vegetais.

Figura 4.40: A. Rede de drenagem intermitente com seixos e cascalhos visíveis. B. Sedimentos arenosos em drenagem.







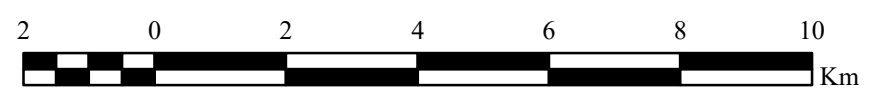
**Convenções Geológicas**

- |                              |                           |                        |                        |                       |
|------------------------------|---------------------------|------------------------|------------------------|-----------------------|
| Actinolito                   | Diatexito                 | Metatexito             | Ocorrência de manganês | Skarnitização         |
| Anfibolito                   | Diatexito com sillimanita | Metatexito com granada | Ortognaisse            | Tremolitito           |
| Calcissilicática             | Granito                   | Mármore                | Pegmatito              | Xisto                 |
| Calcissilicática com granada | Metaconglomerado          | Nebulito               | Sedimentos recentes    | Xisto com grafita     |
| Diabásio                     | Metarcóseo                | Ocorrência de grafita  | Silixito               | Xisto com sillimanita |

**Convenções Geográficas**

- |                  |                  |                           |
|------------------|------------------|---------------------------|
| Área de estudo   | Corpos aquosos   | Curva de nível principal  |
| Rodovia estadual | Rede de drenagem | Curva de nível secundária |

**ESCALA GRÁFICA**



Projeção: Universal Transversa de Mercator  
 Meridiano Central: -39° W - Datum Horizontal: WGS 1984 UTM - Zona 24M  
 Origem da Quilometragem UTM: Linha do Equador e Meridiano 39° W. Gr.  
 Falso Leste: 500.000 - Falso Norte: 10.000.000 - Unidade: Metros

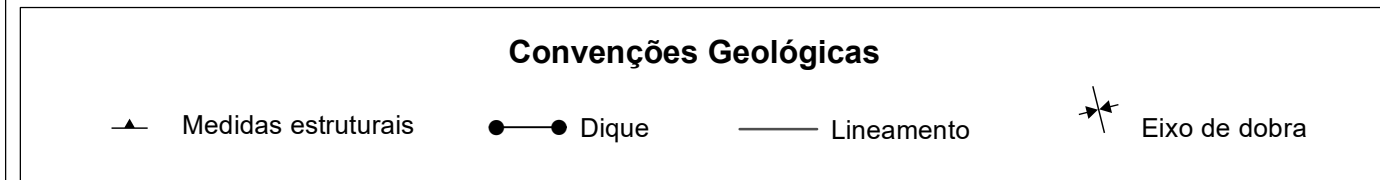
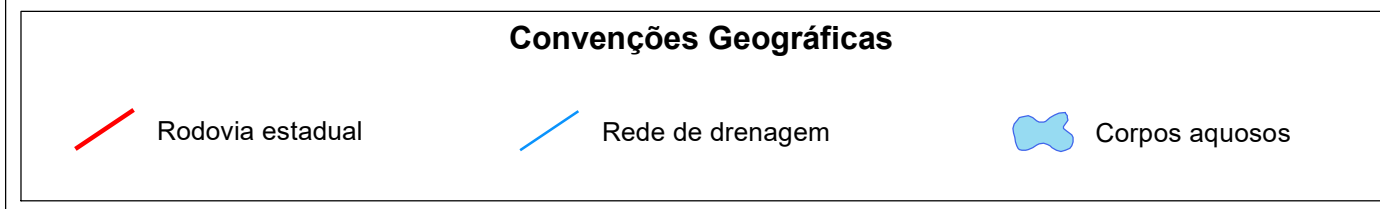
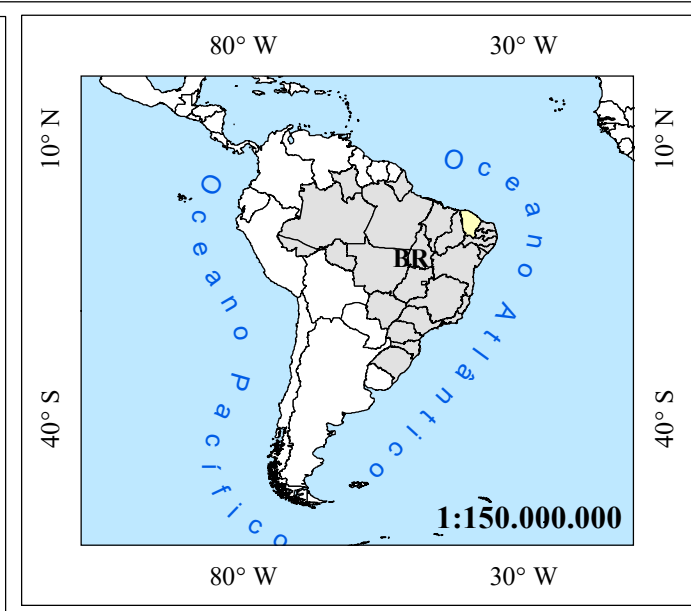
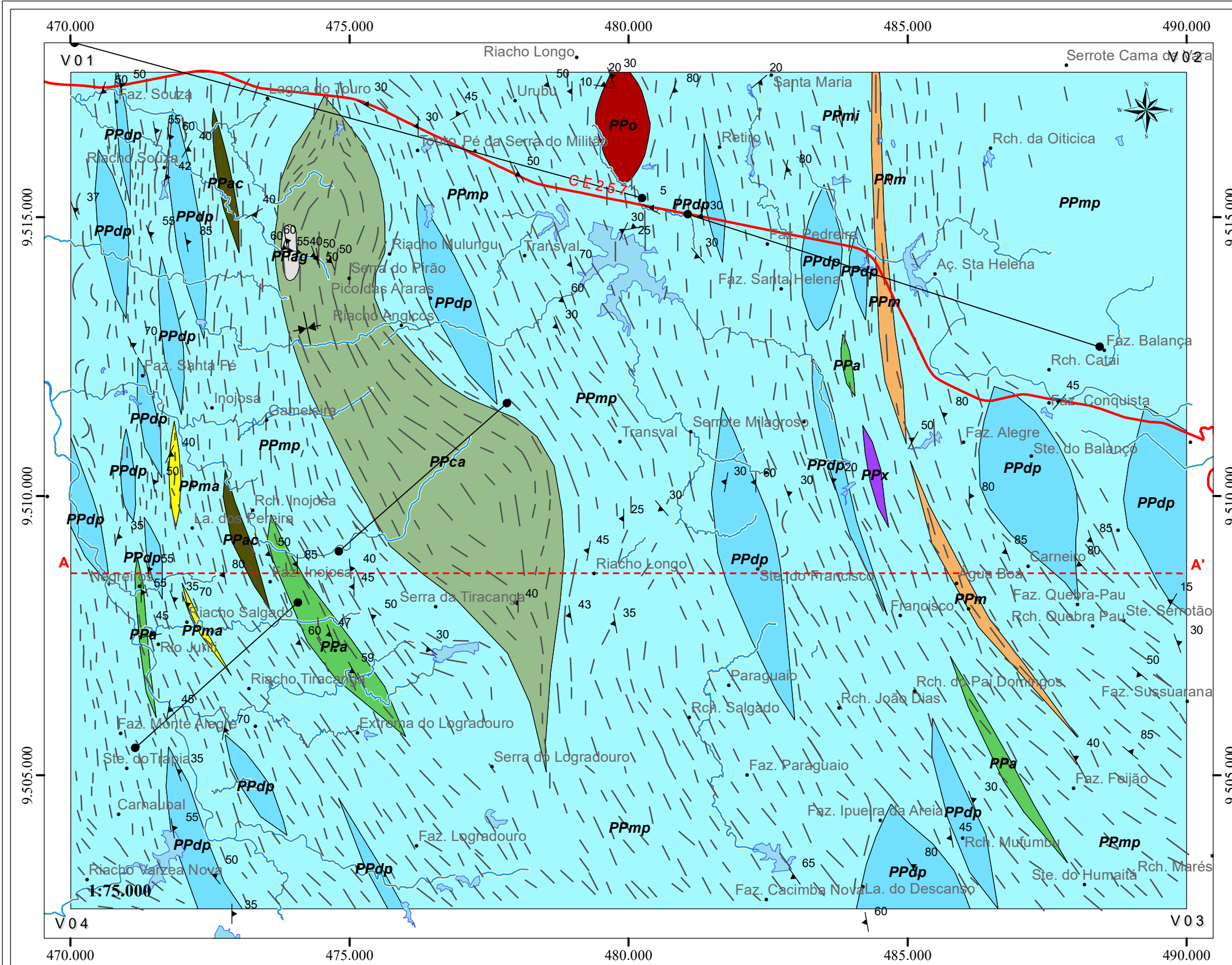
**ARTICULAÇÃO DE FOLHA**



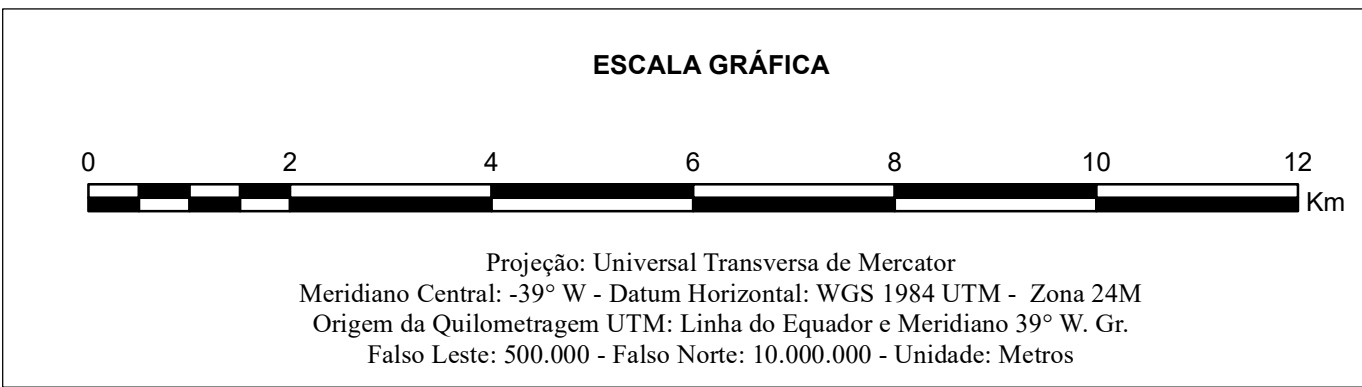
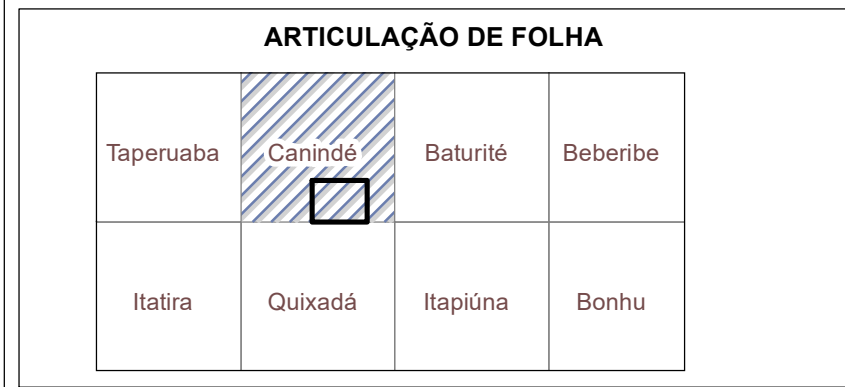
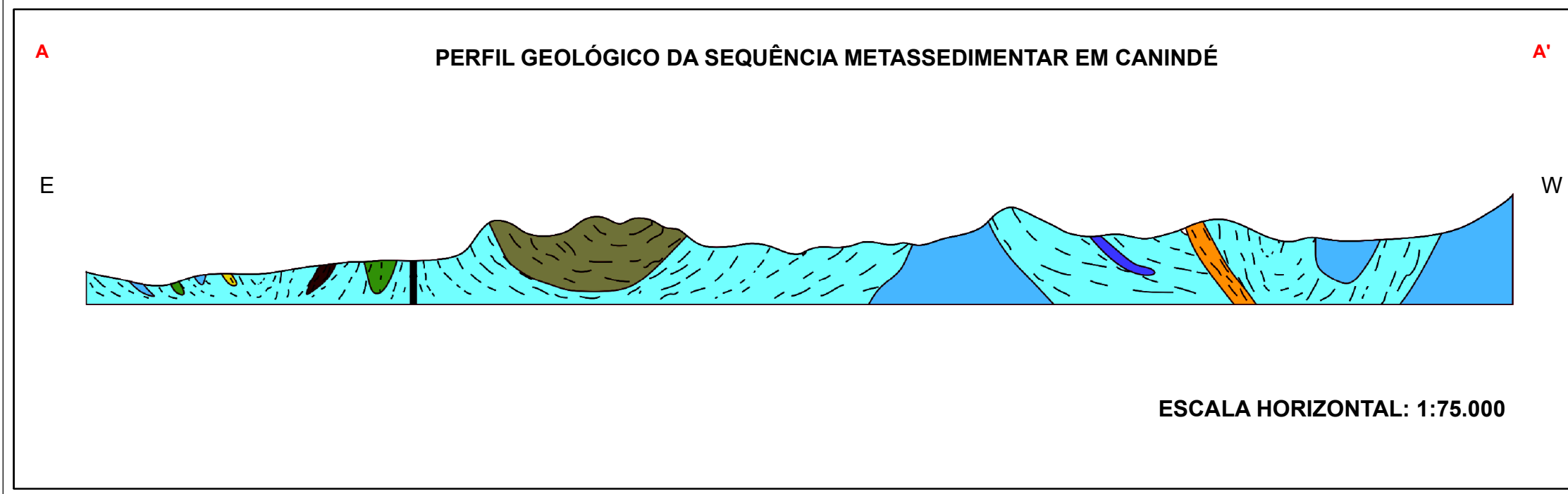
UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ  
 CAMPUS DO PICI - DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA - BLOCO 912/913

<b>Projeto:</b> PETROGÊNESE DA SEQUÊNCIA METASSEDIMENTAR EM CANINDÉ, COMPLEXO CEARÁ, PROVÍNCIA BORBOREMA			
<b>Título:</b> MAPA DE PONTOS	<b>Polygonal:</b> 300 Km <sup>2</sup>	<b>Prancha:</b> 02 / 03	
<b>Autora:</b> DILLANO R. B. XIMENES	<b>Orientadores:</b> MAGINI & ALMEIDA		





UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS	
[Yellow box]	ALUVIÃO QUATERNÁRIO
[Black dots]	DIQUES DE DIABÁSIO E BRECHAS TECTÔNICAS DA SUÍTE CEARÁ MIRIM
PPgd	ALBITA GRANITO E DIORITO
PPo	GNAISSE CALCISSILICÁTICO (2134±16Ma e TdM 2.35Ga)
PPca	CALCISSILICÁTICA COM NÍVEIS DE FUSÃO PARCIAL E HITROTHERMALISMO
PPac	ACTINOLITITO (TdM 1,96Ga)
PPa	ANFIBOLITO (2175±49Ma e -1,25Ga)
PPma	META-ARCÓSEO
PPdp	DIATEXITO (2135±16Ma e TdM 2.30Ga)
PPmp	METATEXITO
PPm	MÁRMORE
PPmi	METACONGLOMERADO INTRAFORMACIONAL
PPx	XISTO (2229±37Ma)



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ  
 CAMPUS DO PICI - DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA - BLOCO 912/913

Projeto: PETROGÊNESE DA SEQUÊNCIA METASSEDIMENTAR EM CANINDÉ, COMPLEXO CEARÁ, PROVÍNCIA BORBOREMA

Título: MAPA GEOLÓGICO      Poligonal: 300 Km<sup>2</sup>      Prancha: 03

Autora: DILLANO R. B. XIMENES      Orientadores: MAGINI & ALMEIDA      Prancha: 03

## 5 QUÍMICA MINERAL E GEOTERMOBAROMETRIA

Análises químicas pontuais em minerais foram realizadas em onze seções delgadas, procurando abranger os diferentes tipos texturais e composicionais da sequência metassedimentar. Para a obtenção dos resultados foram utilizados o microscópio eletrônico de varredura com **EDS** acoplado, do **DEGEO/UFC** e a microsonda eletrônica **JEOL**, modelo **JXA-8600** do **IG/UnB**.

Dos litotipos selecionados foram analisados: anfíbolito (DX42B), tremolita anfíbolito (DX124M), actinolito (DX8), mármore (DR55, DR61 e DX40C), calcissilicáticas epidotizada (DX11B), calcissilicática com granada (DX124), calcissilicática com biotita (DX125D), piroxenito (DX90) e xisto (DR14) (Tab. 6.1). O tratamento dos dados químicos foi efetuado através do programa MINPET 2.02 (Richard, 1995).

### 5.1 Anfibólios

Os anfibólios analisados constituem actinolito (DX8), calcissilicática epidotizada (DX11B), anfíbolito (DX42B), piroxenito (DX90), calcissilicática com granada (DX124), tremolita anfíbolito (DX124M) e calcissilicática com biotita (DX125D), totalizando 52 análises. Os resultados obtidos estão mostrados nas Tabelas. 5.1 e Fig. 5.1).

As rochas calcissilicáticas com biotita, como também os mármore são constituídos por anfibólios de composição da tremolita. O actinolito possui anfibólios que plotam na transição entre hornblenda actinolítica e magnésio hornblenda. A magnésio hornblenda se faz presente também no piroxenito com grafita, no anfíbolito e na calcissilicática com granada, este último também é constituído por magnésio hastingsita hornblenda. A tremolita anfíbolito é caracterizado por tremolita, edenita e tschermakita (Figs. 5.1, 5.2, 5.3, 5.4, 5.5).

Tabela 5.1: Teores químicos dos minerais do grupo do anfibólio analisados nos litotipos supracitados.

ANÁLISE	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	F	CL	H <sub>2</sub> O
<b>DX8</b>	49,55	0,57	7,18	9,49	0,27	16,52	12,46	1,05	0,62	0,06	0,03	2,15
<b>DX8</b>	49,67	0,56	7,01	9,44	0,34	16,59	12,31	1,04	0,56	0,12	0,03	2,24
<b>DX8</b>	49,86	0,73	6,77	9,54	0,30	16,50	12,63	1,07	0,60	0,14	0,02	1,70
<b>DX8</b>	52,34	0,32	5,34	8,83	0,33	17,63	12,79	0,85	0,44	0,19	0,04	0,88
<b>DX8</b>	51,26	0,54	5,97	8,68	0,21	17,65	12,35	1,02	0,44	0,03	0,00	1,74
<b>DX8</b>	52,24	0,49	5,31	9,03	0,25	17,77	12,50	0,77	0,42	0,10	0,02	1,00
<b>DX8</b>	51,18	0,45	6,60	9,05	0,31	17,38	12,42	0,88	0,50	0,10	0,00	1,60
<b>DX8</b>	51,53	0,51	5,52	9,22	0,30	17,78	12,48	0,99	0,44	0,00	0,03	1,03



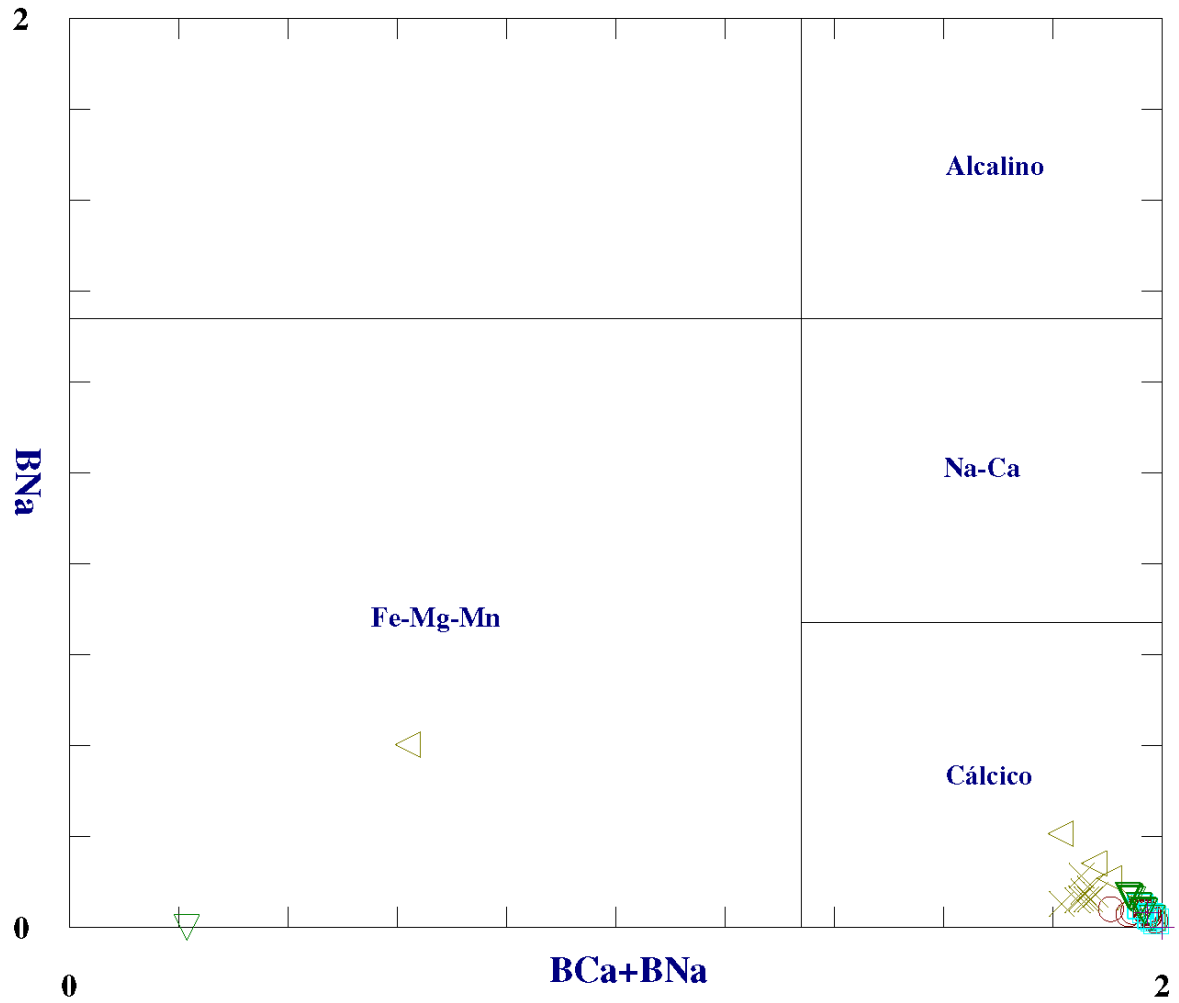
## CONTINUAÇÃO.

ANÁLISE	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	F	CL	H2O
<b>DX8</b>	5,71	0,60	5,96	8,78	0,19	17,76	12,74	0,88	0,44	0,10	0,01	1,75
<b>DX8</b>	49,50	0,57	6,90	9,65	0,35	16,74	12,29	1,04	0,53	0,13	0,01	2,20
<b>DX8</b>	50,37	0,39	6,38	9,57	0,17	16,98	12,21	1,01	0,55	0,08	0,02	2,15
<b>DX8</b>	51,45	0,51	5,60	9,19	0,29	17,24	12,59	0,84	0,44	0,06	0,01	1,55
<b>DX8</b>	49,19	0,46	7,19	10,45	0,27	16,40	12,33	1,16	0,71	0,04	0,01	1,68
<b>DX8</b>	50,48	0,55	6,36	9,41	0,12	16,88	12,66	0,93	0,58	0,08	0,03	1,87
<b>DX8</b>	49,76	0,56	6,46	9,34	0,27	16,47	12,71	0,92	0,57	0,00	0,03	2,90
<b>DX8</b>	51,58	0,45	6,98	9,56	0,29	16,15	12,80	1,00	0,59	0,13	0,04	0,45
<b>DX8</b>	49,90	0,36	6,88	9,62	0,33	17,17	12,33	1,17	0,68	0,16	0,10	1,19
<b>DX11B</b>	57,37	0,15	1,48	2,77	0,07	22,57	12,71	0,30	0,25	0,13	0,23	2,01
<b>DX11B</b>	55,64	0,11	1,34	2,77	0,17	21,63	12,86	0,29	0,11	0,01	0,07	4,38
<b>DX11B</b>	57,99	0,00	0,94	2,46	0,10	23,51	13,19	0,26	0,06	0,04	0,02	1,37
<b>DX11B</b>	57,60	0,00	1,55	3,21	0,10	22,93	13,43	0,27	0,06	0,00	0,00	0,85
<b>DX11B</b>	57,84	0,04	1,14	2,68	0,05	23,24	13,15	0,21	0,18	0,07	0,00	1,29
<b>DX11B</b>	58,21	0,02	0,85	2,61	0,04	23,22	13,44	0,21	0,07	0,00	0,03	1,18
<b>DX11B</b>	56,23	0,12	1,50	4,37	0,21	21,87	13,10	0,32	0,08	0,04	0,01	2,13
<b>DX11B</b>	56,98	0,14	1,04	2,55	0,02	23,21	13,21	0,29	0,05	0,00	0,02	2,42
<b>DX11B</b>	56,01	0,01	1,38	4,01	0,24	22,51	13,42	0,24	0,07	0,00	0,02	2,00
<b>DX11B</b>	56,70	0,19	1,35	3,26	0,14	22,79	13,41	0,34	0,06	0,00	0,03	1,74
<b>DX11B</b>	57,09	0,13	1,09	2,81	0,09	22,82	13,17	0,46	0,10	0,15	0,00	2,09
<b>DX11B</b>	54,66	0,12	3,77	4,33	0,17	21,73	13,21	0,37	0,33	0,00	0,06	1,17
<b>DX42B</b>	41,74	1,53	10,83	19,38	0,29	9,39	11,91	1,48	0,88	0,00	0,09	2,32
<b>DX42B</b>	42,27	1,15	11,60	19,70	0,21	9,26	11,94	1,55	0,84	0,01	0,00	1,25
<b>DX42B</b>	42,21	0,98	11,23	19,60	0,25	9,09	12,12	1,54	0,90	0,00	0,00	1,96
<b>DX42B</b>	41,91	0,48	11,14	20,52	0,32	8,60	12,08	1,36	0,93	0,00	0,00	2,24
<b>DX42B</b>	44,17	0,54	9,92	20,20	0,36	9,60	12,04	1,11	0,79	0,00	0,00	1,10
<b>DX42B</b>	41,77	0,92	11,05	21,51	0,32	8,24	12,04	1,31	0,96	0,00	0,00	1,86
<b>DX42B</b>	43,17	0,26	10,73	20,28	0,38	8,85	12,27	1,33	0,77	0,00	0,01	1,79
<b>DX90</b>	50,82	0,15	7,95	4,98	0,36	18,99	12,94	0,85	0,70	0,43	0,05	0,00
<b>DX90</b>	49,27	0,15	8,71	5,41	0,28	17,95	13,08	0,96	0,91	0,57	0,01	0,00
<b>DX124M</b>	53,34	0,21	4,71	4,16	0,17	21,05	13,24	0,81	0,81	0,01	0,01	1,95
<b>DX124M</b>	49,98	0,94	4,71	4,16	0,05	20,69	11,60	2,84	0,46	0,16	0,10	2,53
<b>DX124M</b>	50,60	0,62	7,11	3,13	0,00	21,43	1,38	3,00	0,46	0,10	0,16	1,97
<b>DX124M</b>	50,42	1,21	7,39	3,49	0,11	20,88	10,73	3,21	0,78	0,25	0,15	1,48
<b>DX124M</b>	49,98	1,44	7,14	3,36	0,09	21,13	11,58	2,94	0,66	0,11	0,16	1,44
<b>DX125D</b>	57,13	0,16	1,10	3,15	0,06	23,88	12,26	0,58	0,17	0,17	0,04	1,31
<b>DX125D</b>	56,79	0,43	1,43	2,99	0,11	23,83	11,99	0,74	0,15	0,15	0,08	1,19
<b>DX125D</b>	54,93	0,21	1,40	3,42	0,05	22,23	11,66	0,38	0,22	0,09	0,20	5,02
<b>DX125D</b>	56,67	0,60	2,15	3,27	0,08	23,14	12,44	0,48	0,13	0,13	0,09	0,78
<b>DX125D</b>	56,64	0,00	1,21	3,01	0,00	23,85	12,24	0,45	0,12	0,13	0,07	2,26
<b>DX125D</b>	56,57	0,21	1,40	3,18	0,00	23,55	12,25	0,49	0,11	0,09	0,10	2,08
<b>DX125D</b>	55,12	0,23	1,39	3,09	0,06	22,80	12,54	0,61	0,21	0,03	0,10	3,74
<b>DX125D</b>	55,29	0,22	1,35	2,95	0,05	22,62	12,02	0,53	0,14	0,09	0,11	4,62

CONTINUAÇÃO.

<b>DX125D</b>	<b>53,97</b>	<b>0,19</b>	<b>1,34</b>	<b>3,30</b>	<b>0,13</b>	<b>22,17</b>	<b>11,81</b>	<b>0,44</b>	<b>0,12</b>	<b>0,09</b>	<b>0,20</b>	<b>6,07</b>
<b>DX125D</b>	56,81	0,34	1,26	2,93	0,07	23,82	12,27	0,63	0,15	0,13	0,07	1,39

Figura 5.1: Classificação geral dos anfibólios nos grupos principais.



- ▽ Actinolito (DX8)
- ▽ Calcissilicática com granada (DX124M)
- ▢ Anfibolito (DX42B)
- × Calcissilicática com biotita (DX125D)
- + Piroxenito (DX90)
- Calcissilicática epidotizada (DX11B)

Figura 5.2: Diagrama de classificação dos anfibólios cálcicos com  $BCa > 1,5$ ;  $A(Na + K) < 0,5$  e  $Ti < 0,5$ .

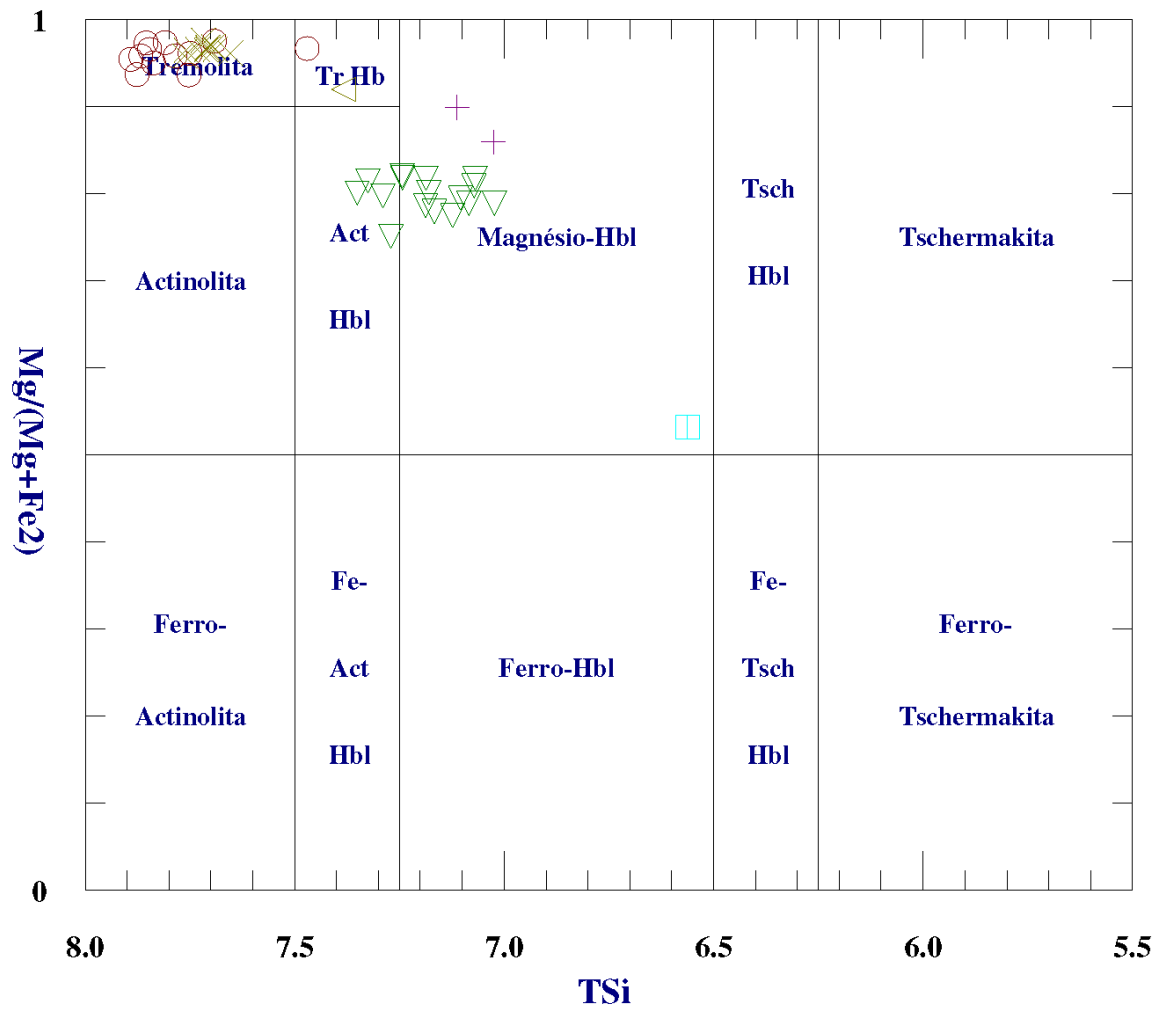




Figura 5.3: Diagrama de classificação dos anfibólios cálcicos com  $BCa > 1,5$ ;  $A(Na + K) < 0,5$  e  $Ti < 0,5$ , para análise MEV-EDS.

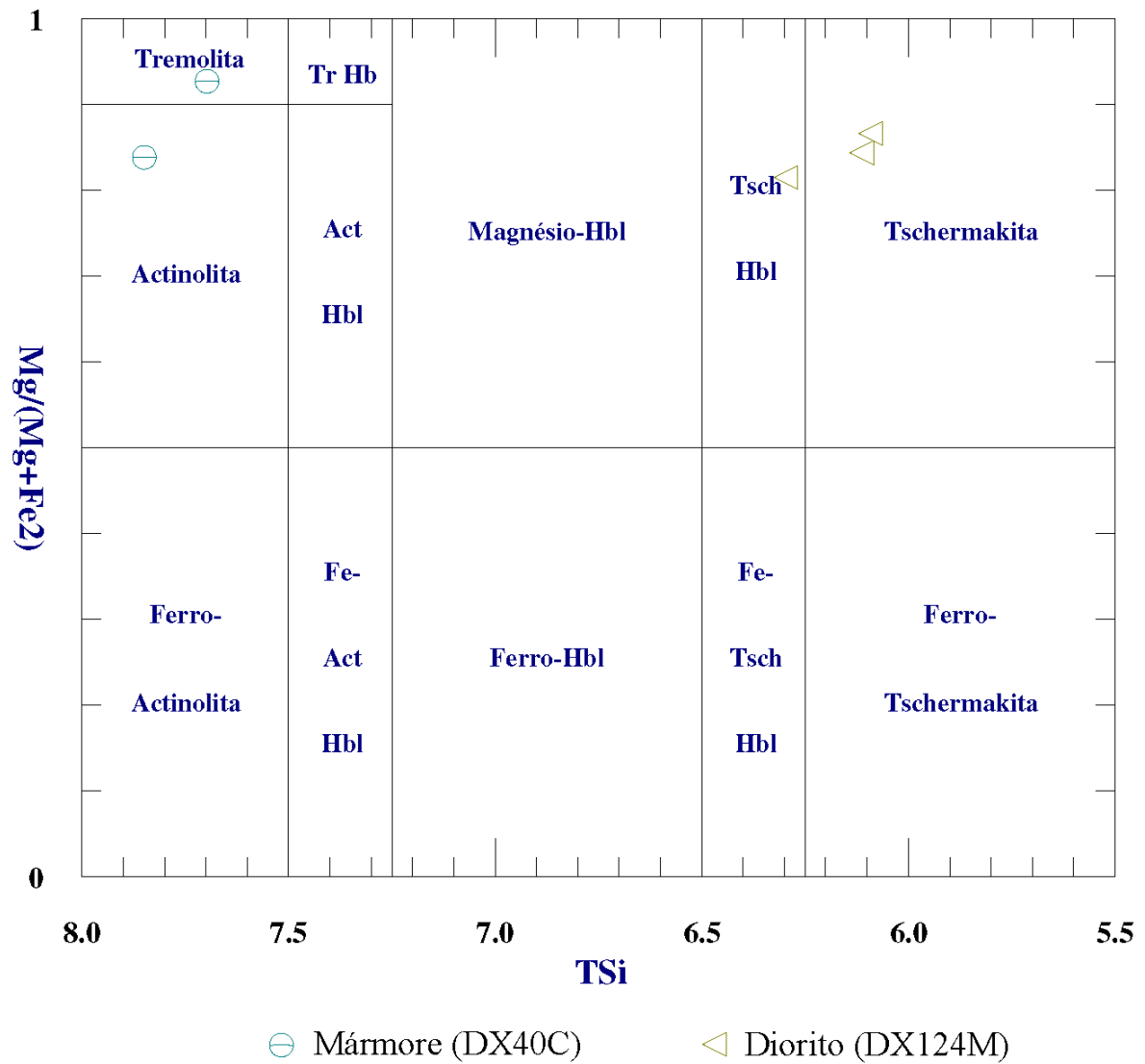


Figura 5.4: Diagrama de classificação dos anfibólios cálcicos com  $BCa > 1,5$ ;  $A(Na + K) > 0,5$ ;  $Ti < 0,5$  e  $Fe3 < Alvi$ .

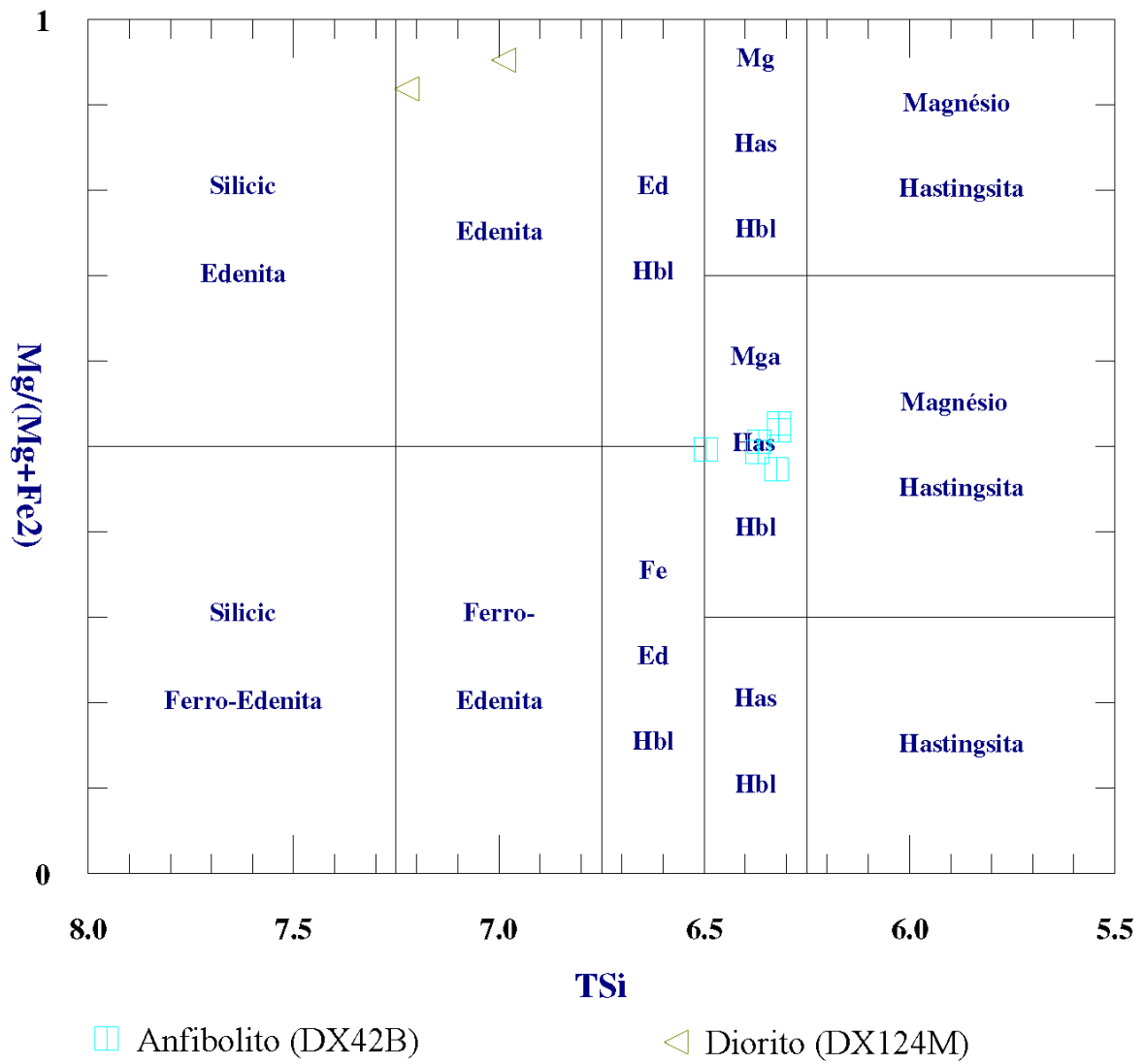
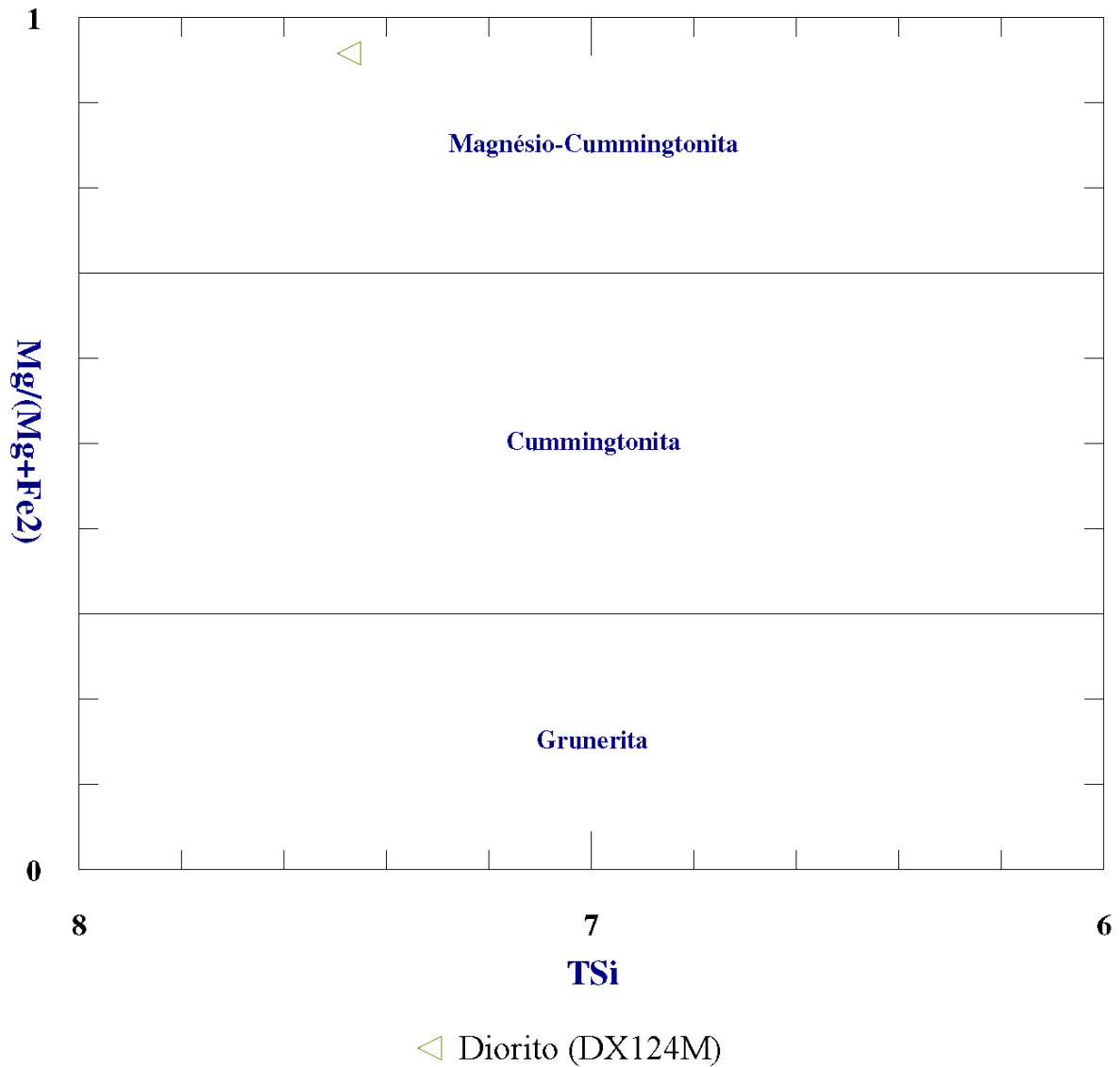


Figura 5.5: Diagrama de classificação dos anfibólios do grupo ferromagnésiano monoclinico.



## 5.2 Piroxênios

As análises nos minerais do grupo dos piroxênios foram realizadas nas amostras de actinolito (DX8), anfibolito (DX42B; DX124M), piroxenito (DX90), calcissilicática com granada (DX124), totalizando 41 análises pontuais (Tab. 5.2).

Para a classificação dos piroxênios, adotou-se a nomenclatura de Morimoto (1988), que segue as recomendações da IMA (*International Mineralogical Association*). Os minerais analisados nos litotipos plotam exclusivamente no campo dos piroxênios de Ca-Mg-Fe (Quad). No diagrama em componentes moleculares de wollastonita (Wo), enstatita (En) e ferrossilita (Fs), pode-se observar que todos os litotipos plotam no campo do diopsídio, com exceção da



amostra de anfíbolito (DX124M), que se encontra em transição com a hedenbergita (Figs. 5.6 e 5.7).

**Tabela 5.2: Teores químicos dos minerais do grupo dos piroxênios.**

ANÁLISE	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	WO	EN	FS
DX8	54,02	0,19	0,20	5,43	0,27	15,18	24,50	0,38	0,02	48,93	42,18	8,89
DX42B	51,33	0,09	2,17	11,32	0,29	11,10	23,64	0,49	0,00	49,10	32,08	18,83
DX42B	50,81	0,14	2,83	11,89	0,25	11,10	23,09	0,57	0,01	48,09	32,17	19,74
DX42B	51,25	0,08	1,84	11,66	0,33	11,03	23,71	0,44	0,03	48,97	31,70	19,34
DX42B	51,13	0,21	1,61	10,65	0,36	11,55	23,63	0,63	0,04	48,93	33,27	17,80
DX42B	50,76	0,36	2,69	11,85	0,21	11,39	23,00	0,65	0,03	47,66	32,84	19,51
DX42B	52,08	0,04	1,57	11,11	0,36	11,93	23,78	0,49	0,01	48,20	33,65	18,15
DX42B	50,95	0,23	2,24	11,40	0,27	11,28	23,47	0,65	0,01	48,62	32,51	18,87
DX42B	52,01	0,03	1,03	11,26	0,33	11,29	23,62	0,44	0,01	48,82	32,47	18,71
DX42B	51,54	0,00	1,14	11,20	0,53	10,92	23,41	0,55	0,01	49,01	31,81	19,18
DX42B	51,46	0,00	1,55	11,36	0,28	11,38	23,29	0,52	0,02	48,31	32,84	18,85
DX42B	51,46	0,14	1,92	11,89	0,25	11,11	23,31	0,52	0,03	48,31	32,04	19,65
DX42B	51,13	0,09	1,54	11,20	0,54	11,07	23,29	0,53	0,03	48,66	32,18	19,16
DX42B	51,52	0,00	1,19	11,19	0,36	11,58	23,67	0,52	0,02	48,50	33,02	18,48
DX42B	52,34	0,00	0,95	11,20	0,17	11,46	23,54	0,50	0,00	48,68	32,97	18,35
DX42B	52,12	0,15	1,17	11,68	0,24	11,55	23,49	0,46	0,00	48,07	32,89	19,05
DX42B	52,44	0,00	1,57	11,32	0,22	11,30	23,29	0,49	0,00	48,50	32,74	18,76
DX42B	51,06	0,33	2,59	11,87	0,32	10,87	23,00	0,53	0,00	48,28	31,75	19,98
DX90	53,91	0,00	1,63	3,06	0,29	16,40	24,46	0,31	0,00	49,02	45,73	5,25
DX90	54,16	0,21	1,14	3,12	0,27	16,38	24,62	0,27	0,04	49,18	45,53	5,29
DX90	53,99	0,38	1,14	3,07	0,32	16,13	24,63	0,35	0,01	49,54	45,14	5,33
DX90	53,48	0,00	1,73	3,12	0,39	15,76	24,20	0,62	0,06	49,52	44,87	5,61
DX90	54,20	0,13	1,20	3,10	0,29	16,02	24,72	0,38	0,01	49,78	44,89	5,33
DX90	53,74	0,04	1,30	2,99	0,44	16,13	24,40	0,38	0,01	49,27	45,32	5,42
DX90	53,52	0,15	1,26	2,95	0,32	15,99	24,66	0,34	0,02	49,86	44,98	5,17
DX124	49,64	0,10	0,78	14,68	0,16	8,12	24,03	0,13	0,00	51,22	24,08	24,69
DX124	50,03	0,05	0,98	13,87	0,32	9,25	23,84	0,17	0,01	49,89	26,93	23,18
DX124	50,52	0,11	0,76	13,65	0,20	9,35	23,84	0,20	0,02	50,02	27,30	22,69
DX124	50,14	0,06	1,09	13,34	0,10	9,66	24,13	0,19	0,00	50,21	27,97	21,83
DX124M	52,41	0,00	0,64	10,67	0,19	11,78	24,17	0,08	0,00	49,29	33,42	17,29
DX124M	52,33	0,02	0,45	11,68	0,34	11,23	23,92	0,14	0,02	48,89	31,93	19,18
DX124M	51,46	0,11	1,00	12,74	0,13	9,72	23,76	0,16	0,00	50,20	28,57	21,23
DX124M	51,19	0,13	0,72	14,94	0,20	8,56	23,36	0,13	0,01	49,61	25,29	25,10
DX124M	50,84	0,01	0,74	15,22	0,32	8,75	23,60	0,13	0,01	49,26	25,41	25,33
DX124M	51,79	0,11	0,68	14,29	0,29	9,26	23,97	0,12	0,01	49,69	26,71	23,60
DX124M	55,31	0,16	0,55	1,78	0,03	18,69	24,21	0,65	0,02	46,89	50,37	2,74
DX124M	55,29	0,00	0,79	1,61	0,00	17,38	24,14	0,62	0,03	48,69	48,78	2,54
DX124M	55,03	0,00	0,91	1,86	0,00	17,59	24,14	0,66	0,03	48,22	48,88	2,90

Figura 5.6: Diagrama Q-J de classificação do piroxênio.

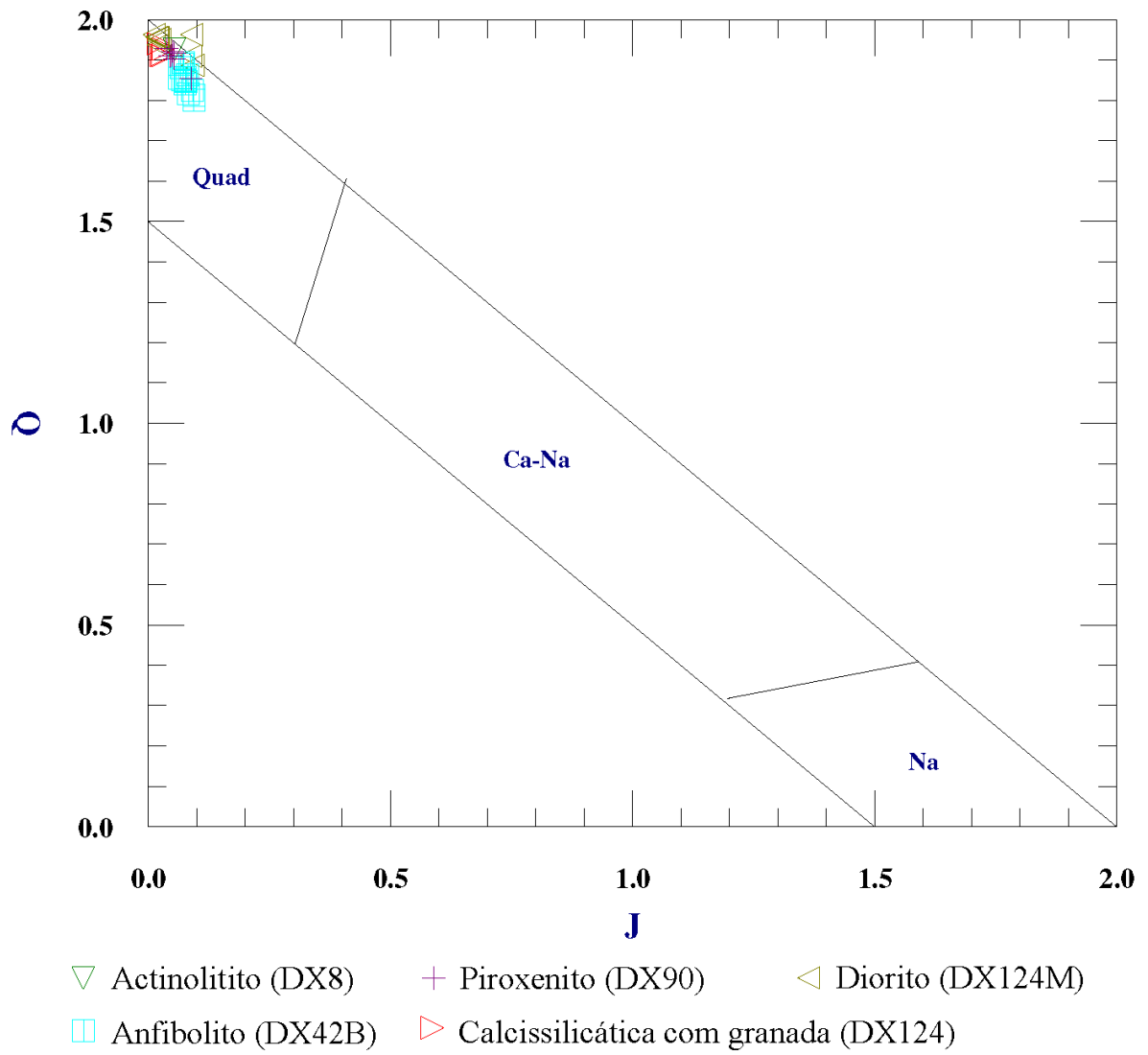
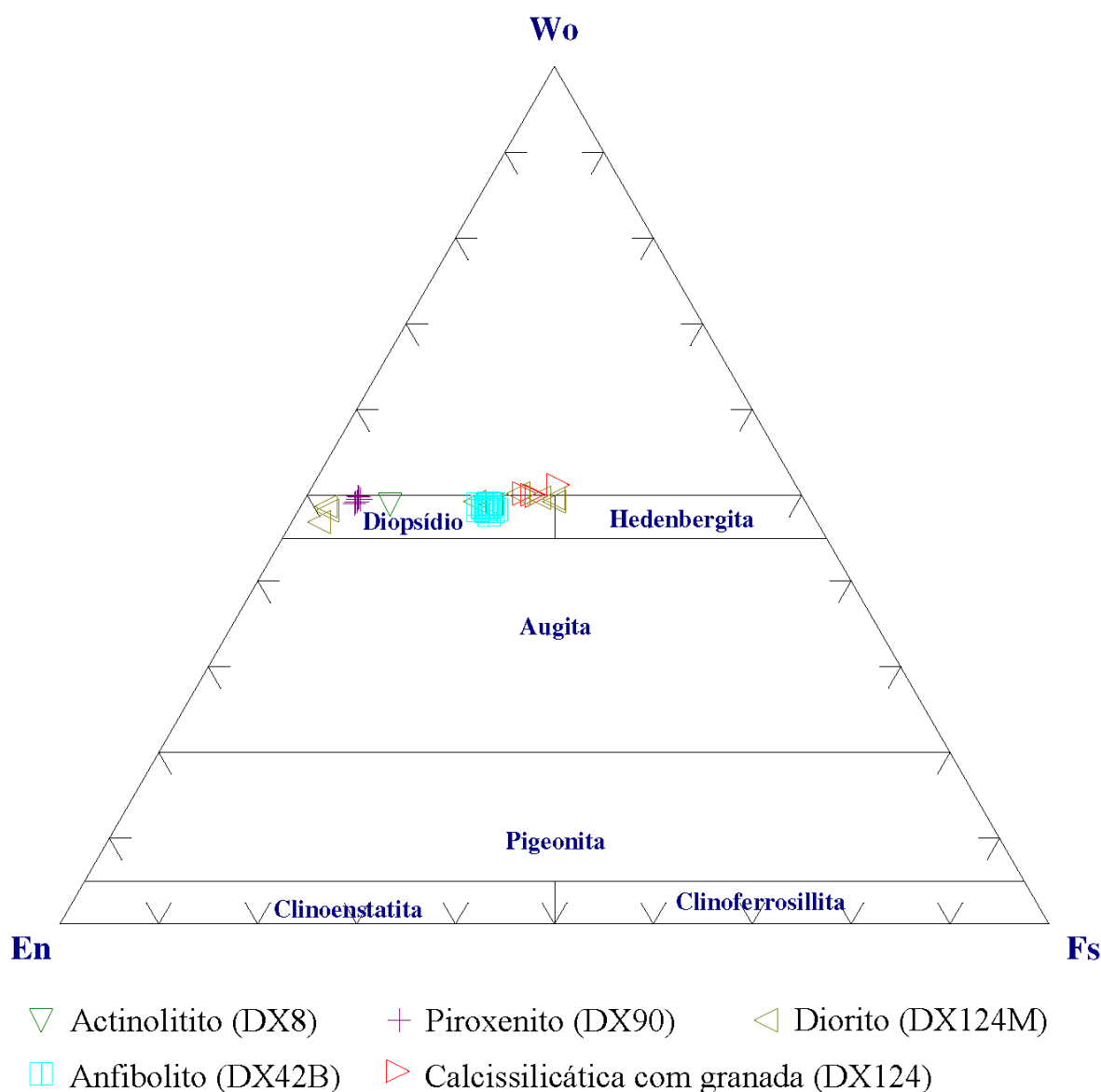


Figura 5.7: Diagrama da variação composicional dos piroxênios em função dos componentes moleculares Wo (Ca<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub>), En (Mg<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub>) e Fs (Fe<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub>).



### 5.3 Feldspatos

Os minerais analisados do grupo do feldspato encontram-se nas amostras de piroxenito (DX90), anfibolito (DX42B; DX124M), actinolito (DX8), sillimanita xisto (DR14), mármore (DR61; DX40C) e calcissilicática com biotita (DX125D), calcissilicática hidrotermalizada (DX11B), o que totaliza 79 grãos analisados. A classificação foi baseada no sistema ternário Albita (Ab), Anortita (An) e Microclina (Or), conforme as recomendações de Deer *et al.* (1992) (Tab. 5.3).



Os resultados analíticos representativos para os minerais de feldspato das amostras DX90 e DX125D, correspondem exclusivamente à composição química do plagioclásio do tipo albita. Os plagioclásios analisados na amostra DX124M são albita, bytownita e sanidina, DX42B apresenta como representantes a andesina e a labradorita, DX08 são albita e oligoclásio. Na amostra DR61, os plagioclásios correspondentes são albita, oligoclásio e andesina, já os feldspatos potássicos representantes são do tipo ortoclásio. Para a amostra DX11B foram analisados plagioclásios do tipo albita e feldspatos potássicos do tipo ortoclásio. A amostra DR14 apresenta como único representante do grupo dos feldspatos o ortoclásio (feldspato potássico) (Fig. 5.8 e 5.9).

**Tabela 5.3: Teores químicos dos minerais do grupo do feldspato analisados nos litotipos supracitados.**

ANÁLISE	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	BaO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Ab	An	Or
DR14	63,84	0,00	18,67	0,03	0,03	0,01	0,00	0,06	0,87	15,47	7,90	0,30	91,80
DR14	63,89	0,00	18,36	0,03	0,00	0,00	0,00	0,11	1,01	15,19	9,10	0,50	90,30
DR14	63,82	0,00	18,47	0,05	0,00	0,00	0,00	0,05	0,87	15,60	7,80	0,20	92,00
DR14	63,22	0,00	19,20	0,05	0,10	0,01	0,00	0,05	0,81	15,72	7,20	0,20	92,50
DR14	63,62	0,12	18,41	0,04	0,09	0,01	0,00	0,02	0,77	15,84	6,90	0,10	93,00
DR61	63,15	0,00	22,83	0,02	0,00	0,01	0,00	3,51	9,34	0,09	82,40	17,10	0,50
DR61	63,50	0,11	22,79	0,00	0,04	0,00	0,00	3,20	9,52	0,03	84,20	15,60	0,20
DR61	57,24	0,00	27,38	0,03	0,00	0,00	0,00	8,48	6,42	0,07	57,60	42,00	0,40
DR61	57,48	0,00	26,33	0,00	0,00	0,10	0,00	8,08	6,76	0,12	59,80	39,50	0,70
DR61	56,73	0,00	26,13	0,00	0,00	0,00	0,00	8,20	6,64	0,08	59,20	40,40	0,50
DR61	67,49	0,21	19,62	0,26	0,00	0,00	0,00	0,57	10,80	0,09	96,70	2,80	0,50
DR61	66,52	0,06	20,07	0,12	0,02	0,00	0,00	0,82	10,50	0,05	95,60	4,10	0,30
DR61	63,20	0,00	18,56	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,40	16,11	3,60	0,10	96,30
DR61	62,69	0,00	17,78	0,03	0,02	0,00	0,00	0,07	0,66	15,36	6,10	0,30	93,50
DR61	63,29	0,21	18,64	0,00	0,04	0,01	0,00	0,07	0,77	15,54	7,00	0,30	92,70
DX8	64,08	0,00	23,00	0,06	0,00	0,00	0,00	2,87	9,48	0,64	82,50	13,80	3,70
DX8	54,51	0,08	21,77	0,08	0,07	0,02	0,00	2,12	10,32	0,35	88,10	10,00	2,00
DX8	62,09	0,01	23,51	0,06	0,00	0,02	0,00	4,96	8,55	0,12	75,20	24,10	0,70
DX8	66,02	0,00	20,90	0,10	0,00	0,03	0,00	0,88	10,47	0,90	90,70	4,20	5,10
DX8	53,96	0,13	21,41	0,03	0,00	0,01	0,00	10,69	0,05	1,50	0,70	85,10	14,20
DX11B	64,13	0,11	18,12	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,23	15,88	2,20	0,10	97,70
DX11B	64,92	0,00	17,95	0,06	0,00	0,00	0,00	0,01	0,60	15,99	5,40	0,00	94,60
DX11B	63,86	0,00	18,18	0,00	0,00	0,03	0,00	0,01	0,43	16,16	3,90	0,00	96,10
DX11B	64,64	0,07	18,34	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,63	15,74	5,70	0,00	94,30
DX11B	67,97	0,07	19,95	0,11	0,00	0,06	0,00	0,23	11,09	0,06	98,50	1,10	0,30
DX11B	68,39	0,10	19,91	0,14	0,01	0,00	0,00	0,41	11,55	0,07	97,70	1,90	0,40
DX42B	56,94	0,01	26,94	0,15	0,01	0,02	0,00	9,18	6,33	0,13	55,10	44,20	0,70
DX42B	55,26	0,00	28,14	0,10	0,01	0,00	0,00	10,07	5,89	0,13	51,00	48,20	0,70
DX42B	55,52	0,15	27,17	0,12	0,07	0,00	0,00	9,96	5,94	0,14	51,50	47,70	0,80
DX42B	54,77	0,00	28,48	0,19	0,00	0,00	0,00	10,43	5,82	0,06	50,10	49,60	0,30

## CONTINUAÇÃO.

ANÁLISE	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	BaO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Ab	An	Or
DX42B	56,84	0,00	26,68	0,10	0,00	0,00	0,00	8,90	6,66	0,12	57,10	42,20	0,70
DX42B	56,18	0,03	2,26	0,17	0,00	0,00	0,00	9,67	6,16	0,13	53,20	46,10	0,70
DX42B	56,29	0,07	26,82	0,20	0,04	0,01	0,00	9,46	6,35	0,11	54,50	44,90	0,60
DX42B	56,40	0,00	27,23	0,16	0,01	0,02	0,00	9,60	6,15	0,08	53,50	46,10	0,40
DX42B	56,61	0,00	26,96	0,11	0,04	0,00	0,00	9,19	6,54	0,08	56,00	43,50	0,40
DX42B	56,28	0,13	27,34	0,13	0,00	0,00	0,00	9,51	6,05	0,06	53,30	46,30	0,40
DX42B	55,81	0,00	29,09	0,08	0,04	0,00	0,00	10,07	5,95	0,09	51,40	48,10	0,50
DX42B	54,49	0,09	28,37	0,13	0,01	0,00	0,00	10,64	5,49	0,09	48,00	51,40	0,50
DX42B	55,88	0,14	27,95	0,15	0,00	0,01	0,00	10,59	5,59	0,10	48,60	50,80	0,60
DX42B	55,04	0,20	28,46	0,13	0,00	0,01	0,00	10,39	5,61	0,16	49,00	50,10	0,90
DX42B	54,62	0,04	29,17	0,13	0,00	0,01	0,00	10,89	5,28	0,11	46,40	52,90	0,60
DX42B	53,38	0,00	28,80	0,20	0,01	0,00	0,00	11,50	4,92	0,09	43,40	56,10	0,50
DX42B	54,67	0,00	29,15	0,17	0,07	0,02	0,00	10,60	5,62	0,08	48,70	50,80	0,40
DX42B	52,82	0,20	29,70	0,19	0,04	0,02	0,00	12,36	4,49	0,10	39,40	60,00	0,60
DX42B	54,46	0,00	28,32	0,12	0,01	0,00	0,00	11,10	5,34	0,09	46,30	53,20	0,50
DX42B	53,91	0,00	29,45	0,14	0,00	0,00	0,00	11,46	4,98	0,12	43,70	55,60	0,70
DX42B	52,23	0,04	29,84	0,13	0,00	0,01	0,00	12,68	4,14	0,08	37,00	62,60	0,50
DX42B	52,33	0,10	30,39	0,18	0,00	0,00	0,00	13,07	4,20	0,06	36,60	63,00	0,30
DX42B	53,02	0,00	29,73	0,12	0,04	0,00	0,00	12,29	4,59	0,03	40,30	59,60	0,20
DX90	66,77	0,00	19,44	0,04	0,06	0,01	0,00	0,59	11,37	0,05	96,90	2,80	0,30
DX90	66,90	0,03	19,31	0,04	0,00	0,00	0,00	0,60	11,85	0,08	96,90	2,70	0,40
DX90	67,31	0,25	20,22	0,10	0,09	0,03	0,00	0,76	11,37	0,08	96,00	3,60	0,40
DX90	67,75	0,00	19,56	0,04	0,00	0,01	0,00	0,05	11,66	0,06	99,50	0,20	0,30
DX90	67,21	0,02	19,19	0,10	0,00	0,03	0,00	0,13	10,98	0,06	99,00	0,70	0,40
DX124M	64,42	0,17	22,25	0,04	0,00	0,01	0,00	3,26	9,76	0,08	84,00	15,50	0,50
DX124M	67,91	0,00	19,48	0,01	0,00	0,02	0,00	0,51	10,95	0,06	97,20	2,50	0,30
DX124M	67,44	0,08	19,12	0,04	0,00	0,00	0,00	0,44	11,12	0,05	97,60	2,10	0,30
DX124M	67,08	0,02	19,85	0,02	0,00	0,00	0,00	0,48	11,85	0,07	97,40	2,20	0,40
DX124M	68,05	0,00	19,66	0,02	0,00	0,02	0,00	0,48	11,16	0,05	97,40	2,30	0,30
DX124M	67,51	0,00	20,08	0,01	0,00	0,00	0,00	0,78	11,00	0,08	95,80	3,80	0,50
DX124M	68,06	0,05	19,77	0,01	0,06	0,00	0,00	0,49	11,14	0,06	97,30	2,40	0,30
DX124M	67,43	0,05	20,08	0,02	0,07	0,00	0,00	0,53	11,51	0,06	97,20	2,50	0,30
DX125D	67,84	0,01	19,96	0,01	0,04	0,00	0,00	0,29	11,26	0,04	98,40	1,40	0,20
DX125D	66,61	0,00	19,09	0,01	0,00	0,02	0,00	0,14	11,42	0,08	98,90	0,70	0,40
DX125D	67,62	0,09	19,55	0,03	0,01	0,00	0,00	0,22	11,37	0,06	98,60	1,10	0,40
DX125D	67,39	0,09	19,17	0,06	0,10	0,00	0,00	0,42	11,49	0,06	97,70	2,00	0,30
DX125D	67,96	0,00	19,67	0,01	0,00	0,00	0,00	0,30	11,66	0,08	98,20	1,40	0,40
DX125D	67,78	0,00	19,75	0,00	0,06	0,00	0,00	0,15	11,34	0,09	98,80	0,70	0,50
DX125D	67,62	0,01	18,85	0,00	0,08	0,01	0,00	0,14	11,62	0,10	98,80	0,70	0,60
DX125D	66,17	0,00	18,94	0,03	0,00	0,04	0,00	0,11	11,06	0,08	99,00	0,50	0,50
DX125D	68,26	0,00	19,68	0,00	0,00	0,02	0,00	0,21	11,38	0,05	98,70	1,00	0,30
DX125D	67,69	0,00	19,91	0,02	0,00	0,00	0,00	0,28	11,49	0,06	98,30	1,30	0,30

CONTINUAÇÃO.

ANÁLISE	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	BaO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Ab	An	Or
DX125D	67,60	0,00	19,23	0,00	0,02	0,01	0,00	0,40	11,08	0,07	97,60	1,90	0,40
DX125D	66,11	0,00	20,64	0,01	0,03	0,01	0,00	0,15	10,75	0,10	98,60	0,80	0,60
DX125D	67,93	0,00	19,33	0,00	0,00	0,00	0,00	0,22	11,39	0,06	98,60	1,10	0,40
DX125D	67,15	0,00	19,40	0,03	0,00	0,00	0,00	0,38	11,11	0,08	97,70	1,80	0,50
DX125D	67,67	0,04	20,17	0,00	0,03	0,00	0,00	0,22	11,18	0,11	98,30	1,10	0,60
DX125D	67,25	0,00	20,04	0,00	0,02	0,03	0,00	0,27	11,15	0,08	98,20	1,30	0,50
DX125D	67,33	0,05	19,45	0,00	0,01	0,00	0,00	0,15	11,15	0,06	98,90	0,70	0,40
DX125D	67,56	0,04	19,47	0,00	0,00	0,00	0,00	0,27	11,00	0,08	98,20	1,30	0,50

Figura 5.8: Variação composicional dos minerais do grupo do feldspato, segundo os componentes moleculares de albita (Ab), anortita (An) e ortoclásio (Or) dos litotipos analisados em Microsonda Eletrônica.

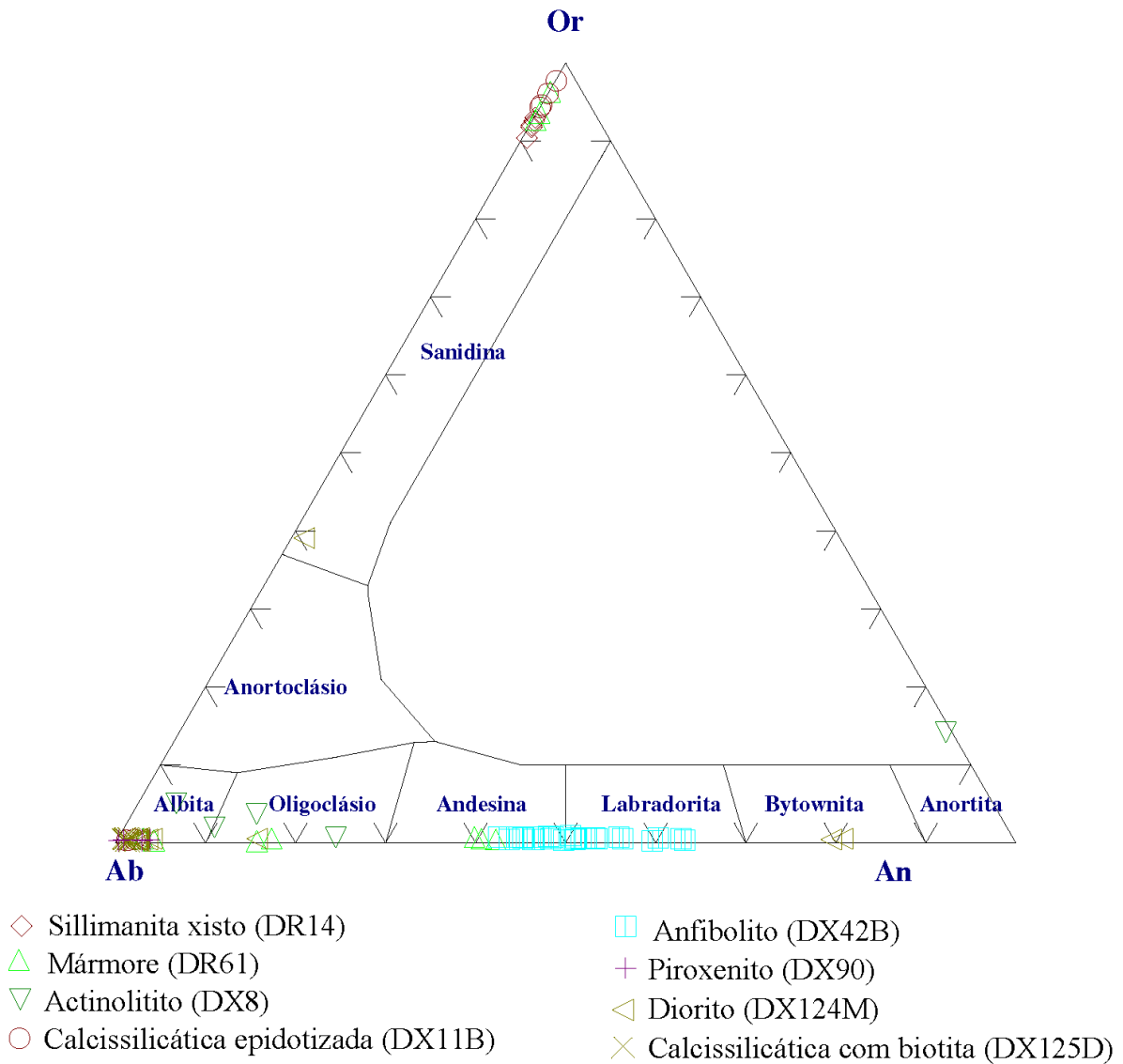
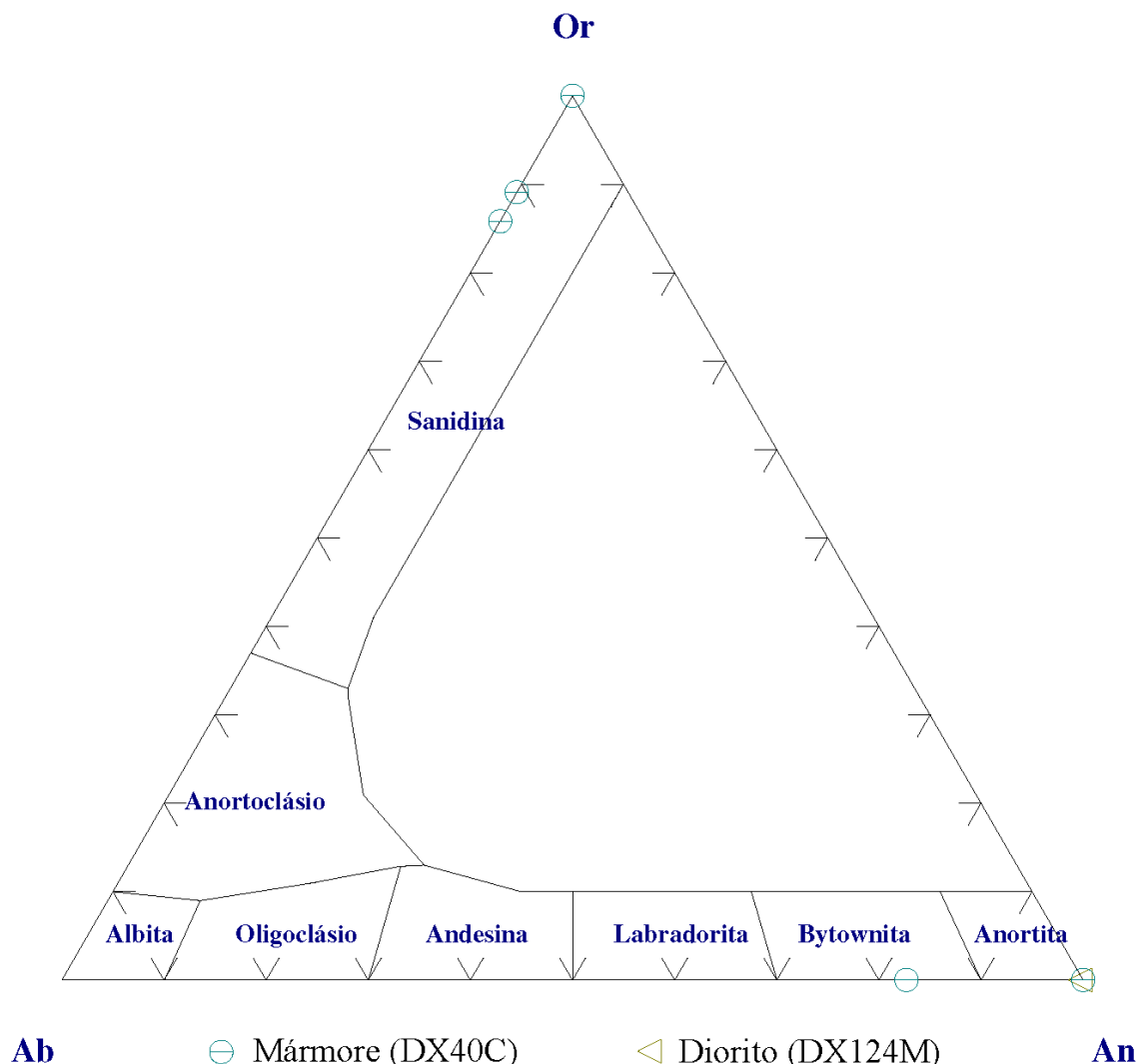




Figura 5.9: Variação composicional dos minerais do grupo do feldspato, segundo os componentes moleculares de albita (Ab), anortita (Na) e ortoclásio (Or) dos litotipos analisados em MEV-EDS.



Os cristais de plagioclásio do tipo albita foram observados nos seguintes tipos litológicos: piroxenito, anfíbolito e calcissilicática. Nas amostras analisadas dos litotipos supracitados, percebe-se que há o predomínio da composição da molécula de albita (Ab 91 – 100), com pequeno teor dos conteúdos de anortita (An 0 – 4) e de ortoclásio (Or 0 - 5).

As amostras que apresentam cristais de oligoclásio são os actinolito e os mármore. Nestas há uma ligeira variação em relação a molécula de albita (Ab 75 – 88), apresentando conteúdo de anortita (Na 10 – 24) e ortoclásio (Or 0 – 4).

Para os cristais de andesina identificados no anfíbolito e mármore têm-se moléculas de albita (Ab 50 – 57) e anortita (An 42 – 50). A labradorita analisada na amostra de anfíbolito apresenta teores de albita (Ab 37 – 49), anortita (An 51 – 63) e ortoclásio (Or 0 – 1).

Para as análises em feldspatos potássicos tem-se como representante o microclina, observado nas amostras de mármore, calcissilicática com granada e sillimanita xisto. A variação

da molécula de ortoclásio é alta (Or 90 – 98), com baixos teores de anortita (An 0 – 1) e albita (Ab 2 – 9).

#### 5.4 Granada

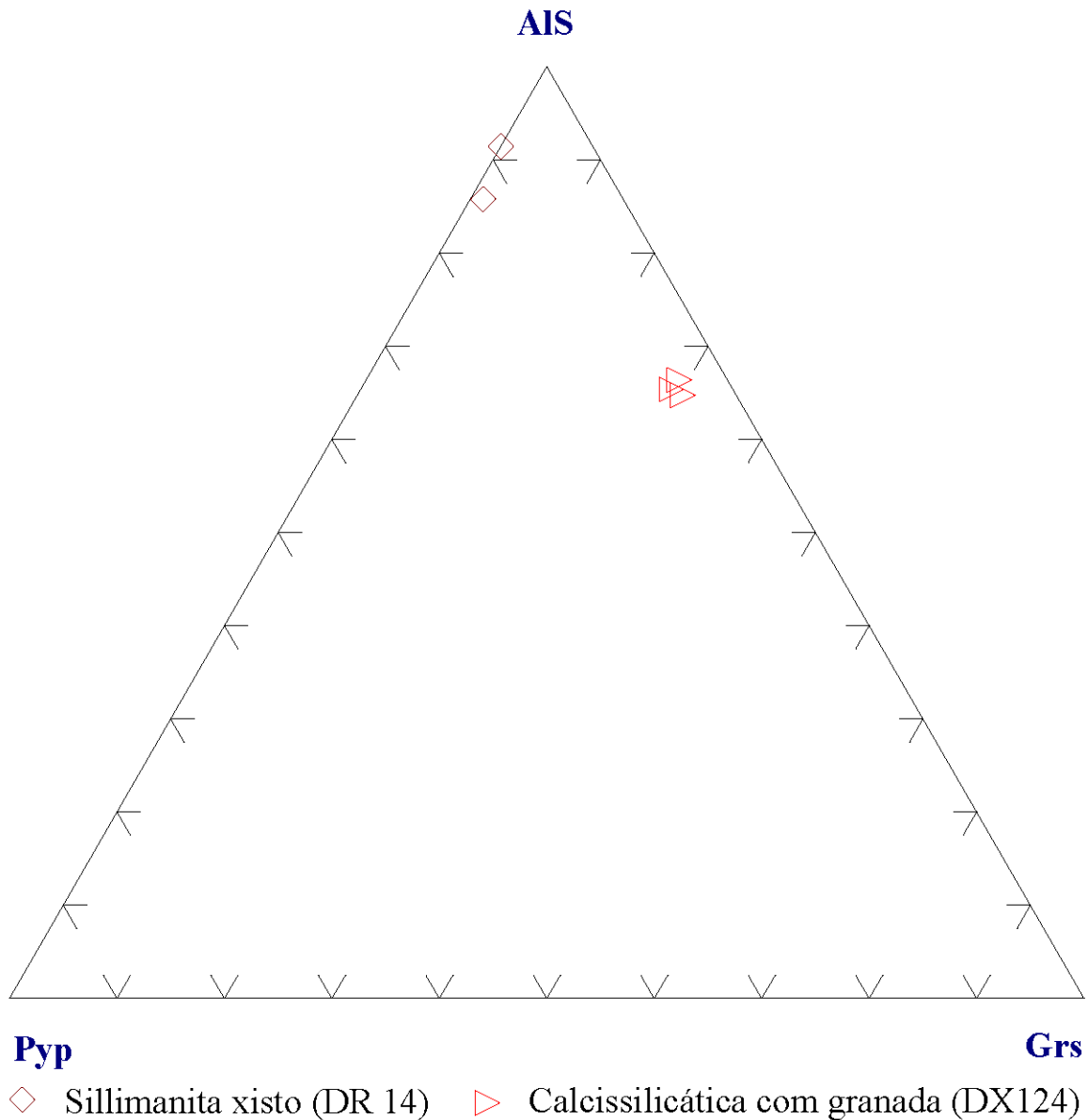
Sete análises pontuais em granadas foram analisadas no sillimanita xisto (DR14) e anfíbolito (DX124). A plotagem em diagrama ternário, representados pelos vértices Als (Al = Almandina + S = Espessartita), Pyp (Piropo) e Grs (Grossulária) discriminam o campo composicional dominado pela molécula de almandina (Tab. 5.4).

A almandina observada no sillimanita xisto apresenta alto teor de almandina (Alm 72 – 75%) e baixo de piropo (Pyp 8 – 12%) e grossulária (Grs 0 – 1%). Para a amostra de anfíbolito as moléculas exibem variações de almandina (Alm 58 – 60%), piropo (Pyp 4 – 5%) e grossulária (Grs 27 – 29%) (Fig. 5.11).

Tabela 5.4: Teores químicos dos minerais do grupo da granada analisado nos litotipos supracitados.

Análise	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	F	Cl	Alm	Pyp	Grs
DR14	36,55	0,01	20,44	33,15	3,92	3,04	2,12	0,03	0,00	0,02	72,21	12,37	1,13
DR14	36,19	0,02	21,35	33,77	5,38	1,99	1,49	0,01	0,00	0,00	74,80	8,18	0,00
DX124	37,37	0,14	21,53	28,25	1,58	1,08	11,44	0,02	0,00	0,02	59,44	4,28	27,65
DX124	38,06	0,02	21,90	28,43	1,04	1,24	11,50	0,03	0,00	0,00	60,34	4,85	29,32
DX124	37,48	0,27	21,91	27,66	1,85	1,39	11,32	0,03	0,00	0,01	58,06	5,49	27,49

Figura 5.10: Diagrama composicional das moléculas de Almandina – Espessartita (AIS), Piropo (Pyp) e Grossulária (Grs).



### 5.5 Clorita

As análises da clorita foram obtidas em um total de 8 minerais analisados pontualmente, em amostras de anfibolito (DX124M) e calcissilicática com biotita (DX125D) (Tab. 5.5).

Tabela 5.5: Teores químicos dos minerais de clorita analisados nos litotipos supracitados.

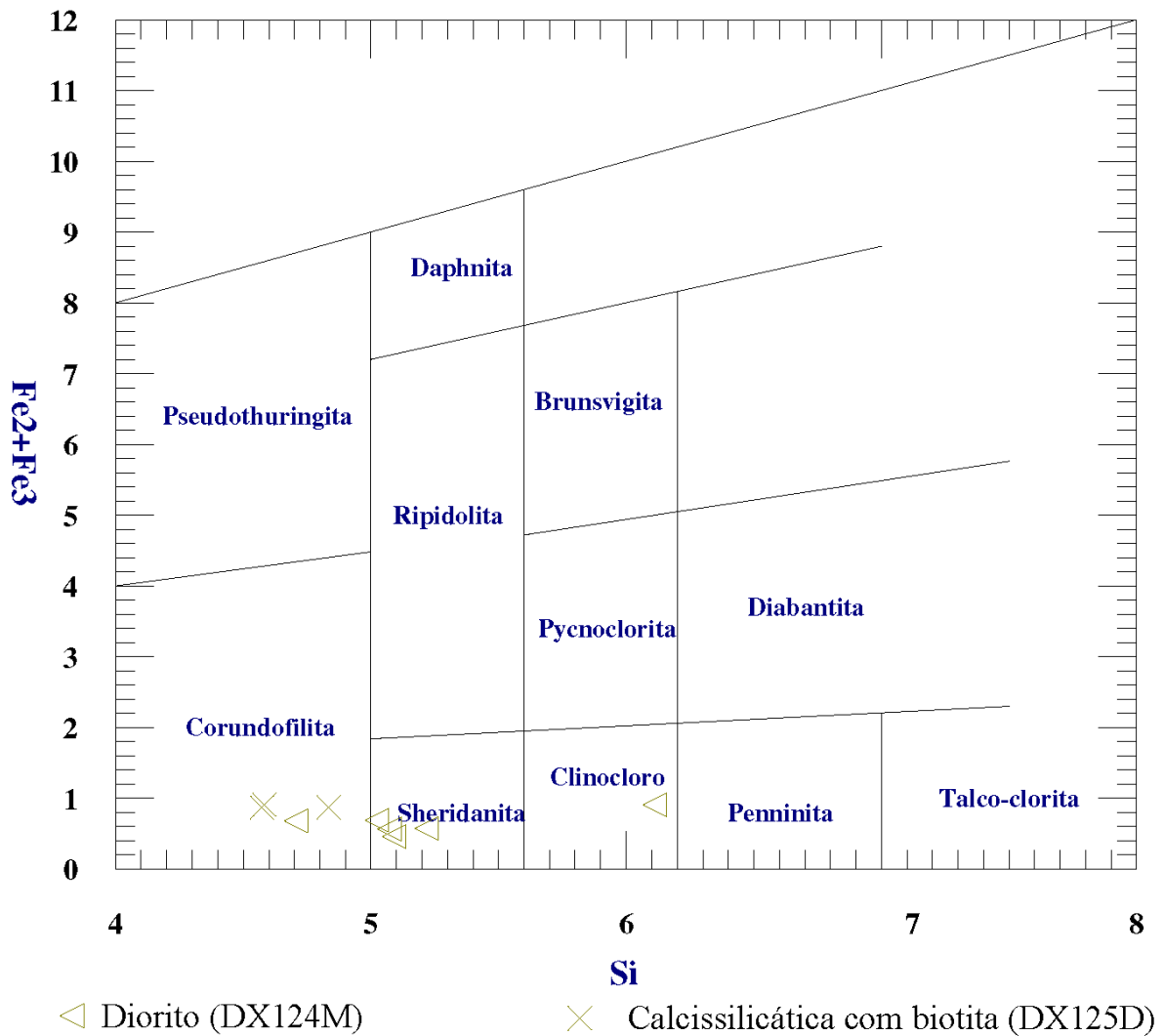
ANÁLISE	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	F	CL	H <sub>2</sub> O
DX124M	31,24	0,09	21,97	5,39	0,06	30,62	0,02	0,09	0,48	0,00	0,07	10,11
DX124M	33,50	0,11	21,79	5,51	0,19	28,69	0,14	0,10	1,91	0,16	0,04	9,59
DX124M	33,99	0,00	18,83	3,64	0,06	33,26	0,04	0,07	0,10	0,00	0,04	9,83
DX124M	33,90	0,08	17,19	4,51	0,08	33,23	0,09	0,05	0,11	0,12	0,02	10,56



CONTINUAÇÃO.

ANÁLISE	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	F	CL	H <sub>2</sub> O
DX124M	34,77	0,04	16,77	4,58	0,03	33,01	0,16	0,09	0,16	0,15	0,03	10,14
DX125D	30,22	0,09	21,47	6,82	0,08	30,14	0,04	0,05	0,23	0,01	0,03	10,64
DX125D	31,51	0,06	20,22	6,76	0,15	30,56	0,38	0,06	0,37	0,11	0,07	9,45
DX125D	30,45	0,15	20,41	7,24	0,12	29,58	0,09	0,06	0,46	0,00	0,00	11,41

Figura 5.11: Diagrama de classificação das cloritas.



Os cristais analisados na calcissilicática plotam unicamente na corundofilita e para a amostra de anfibolito, além do mineral citado, há o acréscimo da sheridanita e clinocloro (Fig. 5.13).

Nos dois litotipos, a corundofilita apresenta teores de MgO entre 30 e 31%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> entre 20 e 22%, FeO entre 5 e 7%. Para os cristais de sheridanita presente no anfibolito têm-se altos valores de MgO (33%) e baixos de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (17 – 19%) e FeO (4 – 5%). Comparado aos

minerais anteriores, o clinocloro apresenta composição química similar em teor de MgO (29%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (22%) e FeO (6%).

A presença da clorita denota que possivelmente os litotipos passaram por alteração hidrotermal ou metassomáticas, em minerais de silicato e magnésio, tais como anfibólio e/ou piroxênios, gerando a mineralogia secundária.

### 5.6 Micas

As micas analisadas são encontradas no sillimanita xisto (DR14), mármore (DR55; DR61) (Tab. 5.6).

O sillimanita xisto é constituído por biotitas ricas na molécula da siderofilita, com algumas lamelas possuindo composição da flogopita. Os mármore apresentam dois tipos de micas e é observada a relação da composição da muscovita com a composição do carbonato. Assim, o mármore que apresenta carbonatos dolomíticos a mica presente é a flogopita e quando calcítico a mica é a muscovita (Fig. 5.14).

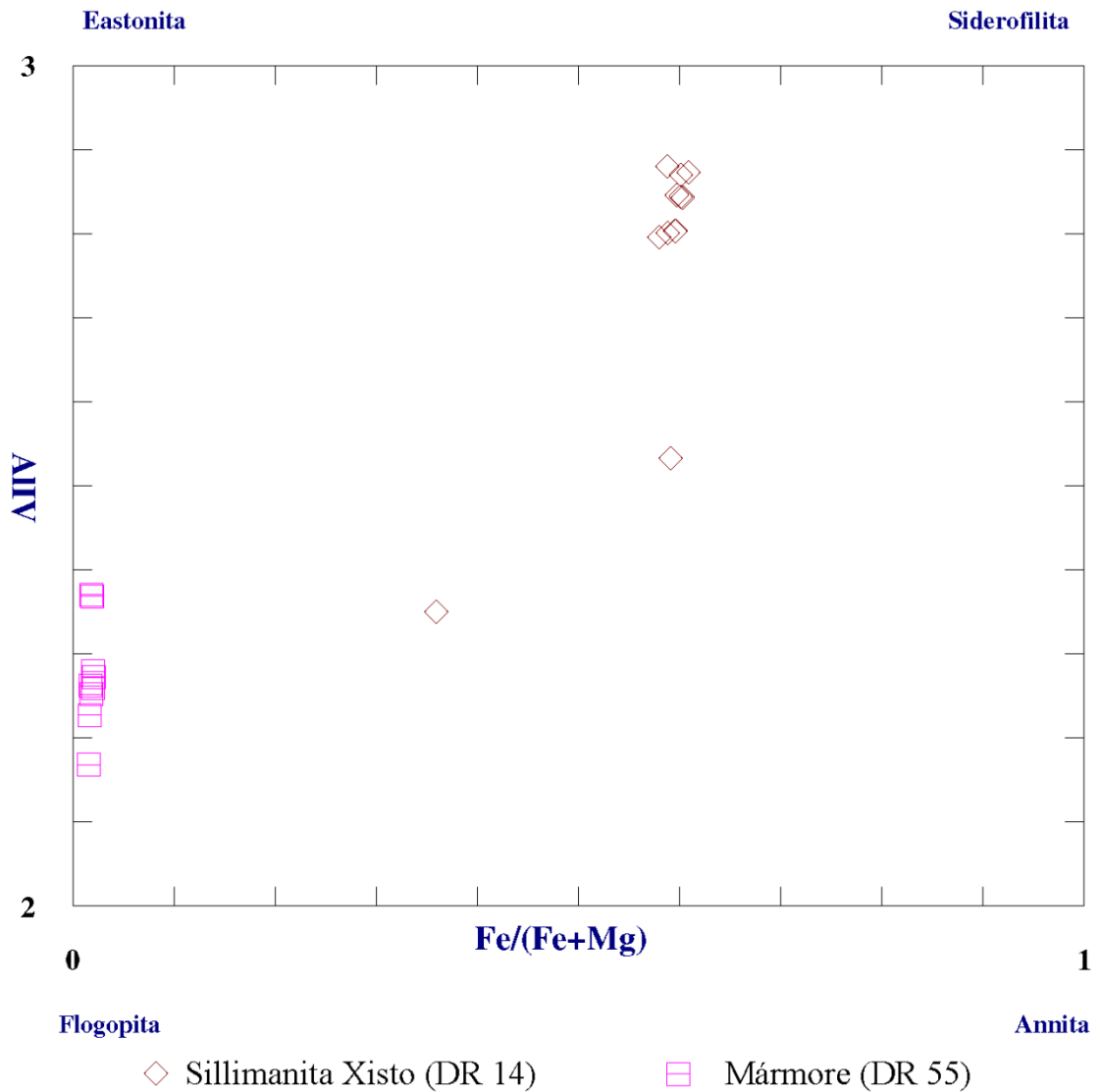
Tabela 5.6: Teores químicos dos minerais do grupo das micas analisados nos litotipos supracitados.

Análise	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	AL <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CAO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	F	CL	H <sub>2</sub> O
DR14	34,92	3,08	19,17	0,00	20,86	0,19	8,18	0,02	0,09	9,83	0,71	0,04	2,98
DR14	34,86	3,42	19,17	0,00	20,86	0,20	7,94	0,02	0,11	9,95	0,61	0,03	2,87
DR14	35,07	2,09	19,22	0,05	8,36	0,05	8,36	0,00	0,07	10,01	0,66	0,03	2,84
DR14	35,05	3,08	19,69	0,00	20,19	0,14	8,20	0,03	0,03	10,08	0,65	0,03	2,89
DR14	34,47	2,50	19,02	0,03	21,17	0,28	8,33	0,03	0,14	10,09	0,62	0,04	3,45
DR14	34,95	2,35	19,19	0,03	21,50	0,22	8,16	0,01	0,10	9,87	0,48	0,03	3,16
DR14	34,65	2,83	19,80	0,00	21,09	0,04	7,97	0,01	0,12	10,01	0,65	0,01	2,99
DR14	35,19	3,01	18,65	0,00	21,28	0,25	8,25	0,00	0,00	0,07	0,69	0,05	2,94
DR14	34,60	2,83	18,48	0,06	21,71	0,11	7,82	0,02	0,08	9,96	0,59	0,03	3,79
DR14	34,48	3,12	19,12	0,00	21,66	0,14	8,05	0,00	0,08	9,95	0,63	0,03	2,90
DR14	34,81	2,86	18,74	0,00	21,18	0,18	7,87	0,02	0,10	9,74	0,63	0,03	3,92
DR14	34,33	3,43	18,68	0,01	21,88	0,19	8,07	0,00	0,06	9,97	0,63	0,00	2,80
DR55	41,58	0,98	15,49	0,00	0,88	0,03	27,32	7,00	0,17	1,38	2,67	0,05	1,38
DR55	41,90	0,77	15,07	0,00	0,82	0,00	26,89	0,01	0,17	10,49	2,58	0,06	2,30
DR55	41,25	0,77	16,80	0,00	0,99	0,09	25,75	0,03	0,16	10,65	2,48	0,03	1,80
DR55	40,94	0,81	16,87	0,00	0,91	0,00	25,48	0,06	0,38	10,57	2,16	0,13	2,50
DR55	40,86	0,44	15,65	0,00	0,91	0,02	26,93	0,08	0,24	10,48	2,64	0,15	2,68
DR55	41,62	0,56	16,63	0,00	0,96	0,00	26,09	0,06	0,19	10,31	2,47	0,04	2,02
DR55	41,40	0,73	16,42	0,00	0,96	0,00	26,45	0,05	0,28	10,24	2,43	0,09	1,92
DR55	42,02	0,46	15,13	0,00	0,79	0,00	27,10	0,07	0,26	10,41	2,96	0,05	1,86
DR55	41,43	0,70	14,91	0,00	0,93	0,04	27,65	0,18	0,25	10,23	2,79	0,05	1,95
DR61	47,24	0,20	34,45	0,00	0,39	0,00	1,57	0,06	0,32	10,71	0,00	0,03	5,04
DR61	47,35	0,19	34,45	0,03	0,42	0,00	1,49	0,03	0,26	11,06	0,00	0,03	4,72

CONTINUAÇÃO.

Análise	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	F	CL	H <sub>2</sub> O
DR61	45,40	0,02	37,76	0,08	0,25	0,00	0,20	0,07	0,37	11,05	0,00	0,05	4,74
DR61	47,46	0,80	34,20	0,05	0,45	0,03	1,51	0,01	0,30	11,02	0,00	0,04	4,10
DR61	46,81	0,97	34,63	0,02	0,53	0,00	1,33	0,00	0,34	11,10	0,00	0,02	4,16
DR61	47,56	0,98	33,29	0,01	0,45	0,00	1,58	0,00	0,31	11,16	0,00	0,02	4,50
DR61	46,80	0,19	34,81	0,01	0,46	0,00	1,13	0,05	0,44	10,62	0,00	0,10	5,31
DR61	47,04	0,08	34,88	0,01	0,39	0,03	1,29	0,08	0,42	10,91	0,00	0,08	4,62
DR61	46,92	1,23	34,46	0,00	0,40	0,02	1,20	0,01	0,40	10,79	0,00	0,10	4,45
DR61	45,82	0,15	37,62	0,05	0,21	0,00	0,46	0,06	0,72	10,48	0,00	0,03	4,33
DR61	46,25	0,00	36,95	0,03	0,25	0,04	0,82	0,05	0,83	10,07	0,00	0,00	4,63

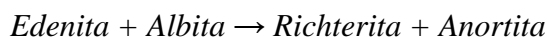
Figura 5.12: Diagrama de classificação das biotitas.





A temperatura encontrada pelo geotermômetro *granada + biotita* no **sillimanita xisto**, segundo a calibração de Thompson (1976) é em torno de 667°C. Pela calibração de Perchuk & Lavrent'eva (1983), a temperatura é em torno de 635°C.

Quando utilizado no **anfíbolito**, o geotermômetro *hornblenda + plagioclásio*, proposto por Holland & Blundy (1994), infere-se que a temperatura é da ordem de 774,7°C a 798,3°C. A calibração proposta utiliza como base a reação:



Para a análise da pressão predominante em *anfíbólio* foi utilizado o geobarômetro de alumínio, tratadas em amostras de **anfíbolito** (variedade de magnésio hastgsita hornblenda) e **diorito** (produto de fusão parcial de anfíbolitos). Em calibração adotada por Schmidt (1992), o anfíbolito apresenta pressões em torno de 6,7Kbar e o diorito em torno de 2Kbar.

A partir dessas informações pode-se inferir que os diferentes tipos litológicos da região possuíam temperaturas similares e grande variação na pressão. Também, pode-se induzir que as rochas que passaram por fusão parcial apresentam pressões menores e as que não passaram exibem pressões mais elevadas.

Assim, os litotipos passaram por metamorfismo em temperaturas quase constantes, porém com eventos descompressionais e compressionais, cujos regimes podem ser associados às fraturas abertas escalonadas.

A abertura gerava descompressão internamente e compressão na região adjacente, formando duas situações distintas. Na primeira, durante o alívio de pressão, há diminuição do ponto de fusão, gerando a fusão parcial. Na segunda, ocorre a formação de minerais de alta pressão, como rutilo e grafita, na região de compressão pela abertura das fraturas.

## 5 GEOLOGIA ESTRUTURAL

Para a caracterização estrutural da sequência metassedimentar foram integradas análises das estruturas tectônicas em escala macro, meso e micro, atrelados a interpretações de imagens de sensores remotos e aerogeofísica.

Dentre as estruturas observadas destacam-se acamamento sedimentar reliquiar, feições dúcteis (foliações, dobras, zona de cisalhamento e tectônica de empurrão) e frágeis (falhas e fraturas).

A constante intercalação de rochas metassedimentares pelíticas (xistos e migmatitos), arcoseanas (metarcóseos) e carbonáticas (mármore), denota ser originada de **estratos sedimentares reliquiares (S<sub>0</sub>)** (Fig. 6.1).

Figura 6.1: Acamamento sedimentar reliquiar (S<sub>0</sub>), mostrado pela intercalação de rochas carbonáticas e pelíticas.

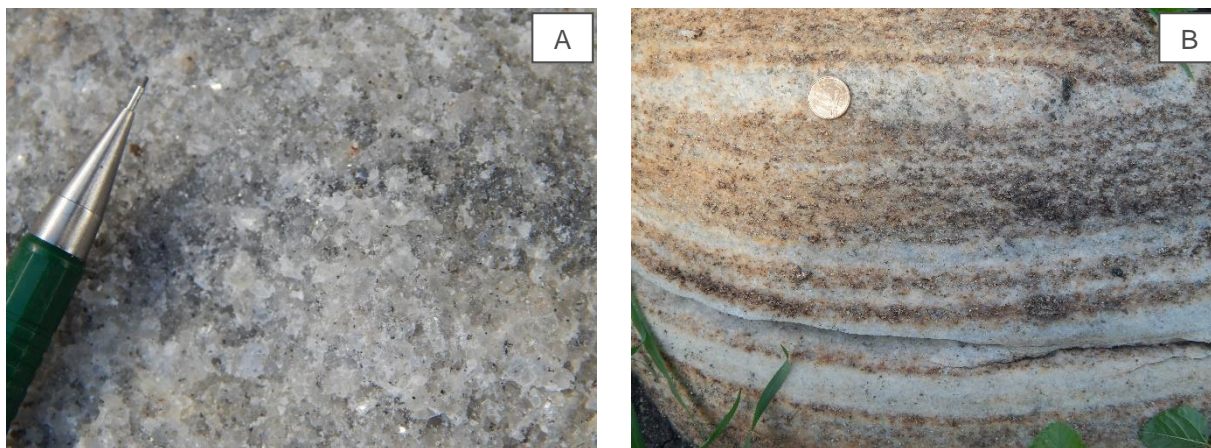


Um exemplo dessas intercalações é observado nos mármore, que se apresentam maciços na maioria dos casos e, por vezes, surgem porções pelíticas com concentrados de



micas, interpretados como diferentes estratos sedimentares (Fig. 6.2A e 6.2B). De maneira geral, os metapsamo-pelitos apresentam-se subparalelos a concordantes entre si (Fig. 6.3A).

Figura 6.2: A. Mármore maciço. B. Concentrados minerais em mármore.



A xistosidade encontra-se preservada e representa o  $S_{n-1}$ , que está paralela à  $S_0$ . Os xistos mesmos afetados por fusão parcial em condições de descompressão, preservam o paralelismo das placas de biotita, muscovita e, por vezes, sillimanita, alternado com grãos de quartzo, feldspato e minerais subordinados (Fig. 6.3A e 6.3B). A direção preferencial da xistosidade em afloramentos é em torno de  $350^\circ$  e  $10^\circ Az$ , com variação da intensidade do mergulho de médio a alto ângulo.

Figura 6.3: A. Xistosidade verticalizada do litotipo na porção superior da imagem, sendo observada a intercalação do xisto com metatexitito. B. Alinhamento paralelo perceptível em sillimanita.



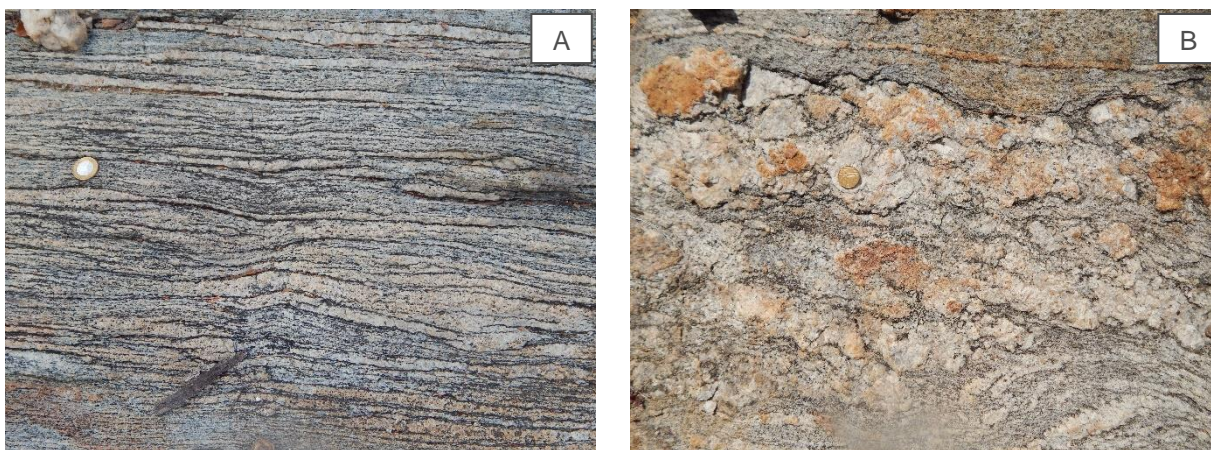
Relacionadas as estruturas dúcteis, superfícies de **foliação** são observadas na sequência metassedimentar que apresentam fusão parcial, sendo definidas como  $S_n$  e  $S_{n+1}$ . Ocorrem, de maneira geral, apresentando um *trend* N-S, com mergulho em diferentes intensidades e sentidos.



A **foliação  $S_n$**  é perceptível nos metatexitos, marcada por *trend* N-S e ângulos de mergulho entre  $60^\circ$  e  $85^\circ$  Az. Nos metatexitos, a estrutura estromática e flebítica (venosa) encontra-se melhor definida (Figs. 6.4A e 6.4B), considerando a classificação de estruturas de migmatitos de Menert (1968).

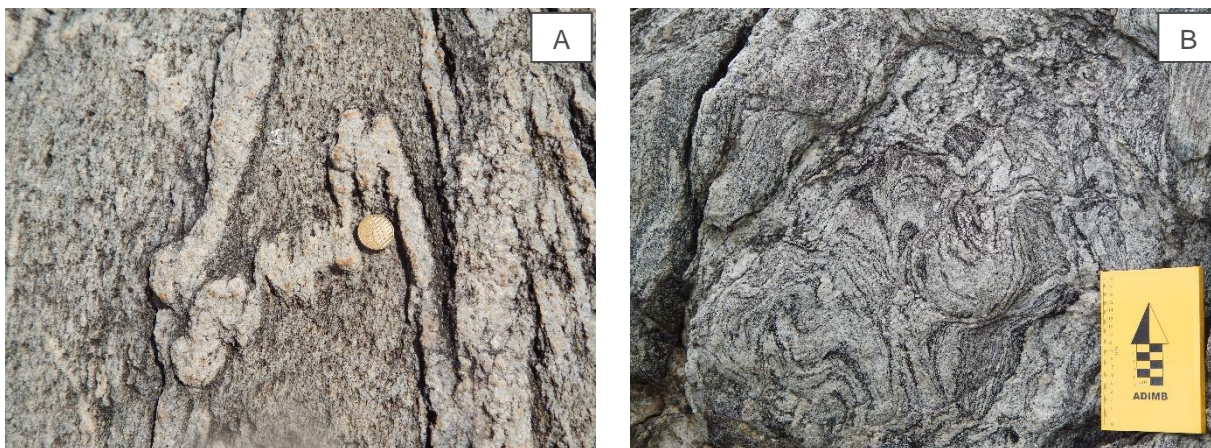
Nota-se que os metatexitos apresentam foliação de alto ângulo, que com o aumento do grau de fusão ocorre a formação de diatexitos de menor ângulo até a formação dos nebulitos que apresentam rara foliação e quase sempre horizontal.

Figura 6.4: A. Estrutura estromática em metatexito. B. Estrutura flebítica em metatexito.



Em porções restritas, foram identificados diatexitos com estrutura venosa, dobrada, ptigmática e *schlieren*, segundo o mesmo critério de classificação. Apresentam máficos e félsicos similares aos metatexitos, denotando ser proveniente do mesmo protólito, porém com aumento no grau de fusão. A estrutura do tipo dobrada é gerada por fusão parcial e não por tectônica, sendo interpretadas, portanto, como pseudo-dobras (Figs. 6.5 A e 6.5B).

Figura 6.5: A e B. Estrutura não tectônica do tipo dobrada no diatexito, gerado por fusão parcial.

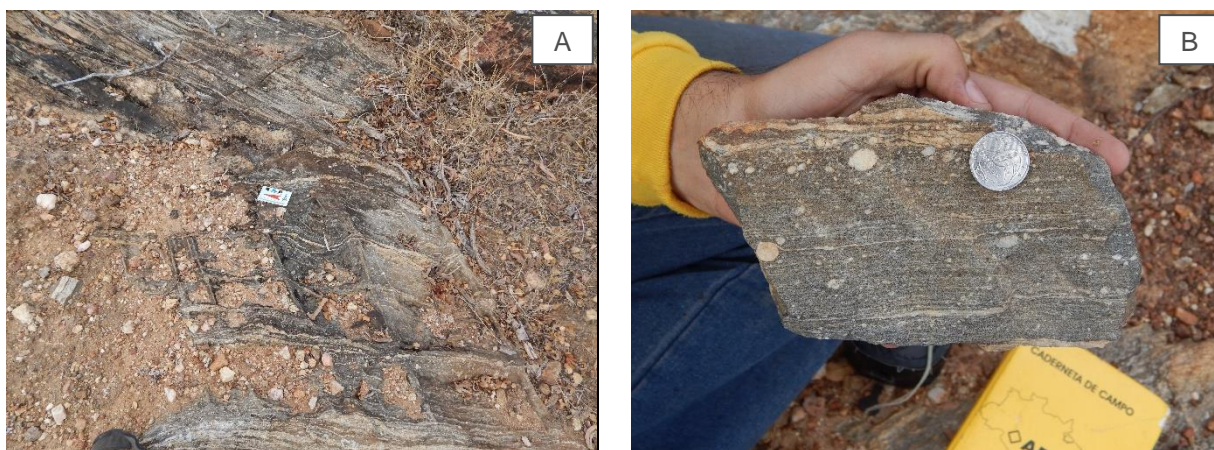




Com caráter ainda mais localizado e aumento da fusão ainda maior, há áreas onde a assimilação entre o paleossoma e neossoma se tornam ainda mais pronunciadas, não permitindo a diferenciação dos componentes, gerando os nebulitos.

A **foliação  $S_{n+1}$**  é representada por faixas miloníticas obliquas a foliação, com estiramento e rotação dos blastos em zona de cisalhamento dúctil local, de *trend*  $310^\circ$  Az (Figs. 6.6A e 6.6B).

Figura 6.6: A. Foliação  $S_{n+1}$  em milonito. B. Rotação de blastos de quartzo em zona de cisalhamento local.



Uma **megadobra** do tipo sinforme aberta, em geometria alongada apresenta largura de 5km e comprimento de até 10km (Fig. 6.7). A análise da estrutura foi realizada integrando traçados de foliação, utilizando as imagens de satélite, radar e aerogeofísicas, em conjunto a medições estruturais de campo em xistos, metatexitos e calcissilicáticas. O dobramento apresenta uma disposição transversal à vergência vinculada ao conjunto de cavalgamentos ocorridos no Brasileiro.

Na análise do diagrama de contorno dos polos de todas as medidas, percebe-se dois conjuntos de foliações, o primeiro são as foliações verticalizadas e o segundo são foliações de médio ângulo, que representa o flanco da dobra. No diagrama das foliações medidas somente na dobra, é possível perceber os dois flancos bem definidos, um com sentido leste e o outro sentido de mergulho para oeste. A porção norte da dobra não foi estudada, mas algumas medidas realizadas na porção sul ajudam a inferir que essa dobra é do tipo sinforme, sendo necessário a realização de mais medidas estruturais para a confirmação dessa estrutura. Nota-se também, em um perfil realizado perpendicular ao eixo da dobra, a inversão da foliação com intensidade dos mergulhos de  $30^\circ$  a  $50^\circ$  (Figs. 6.8 e 6.9).

Figura 6.7: Dobramento do tipo sinforme aberta com geração decorrente a zona de cavalgamento.



Figura 6.8: Diagrama de contorno dos polos da foliação das medidas realizadas na área de estudo.

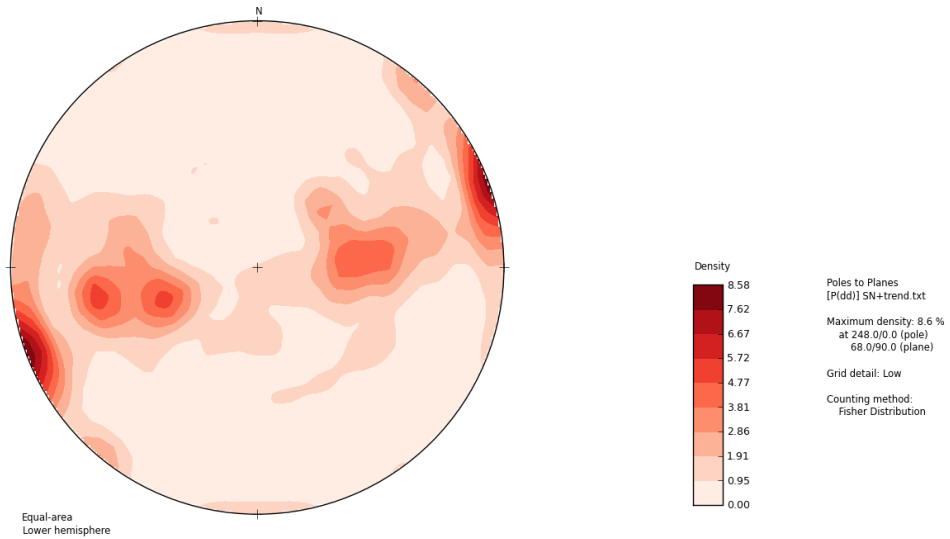
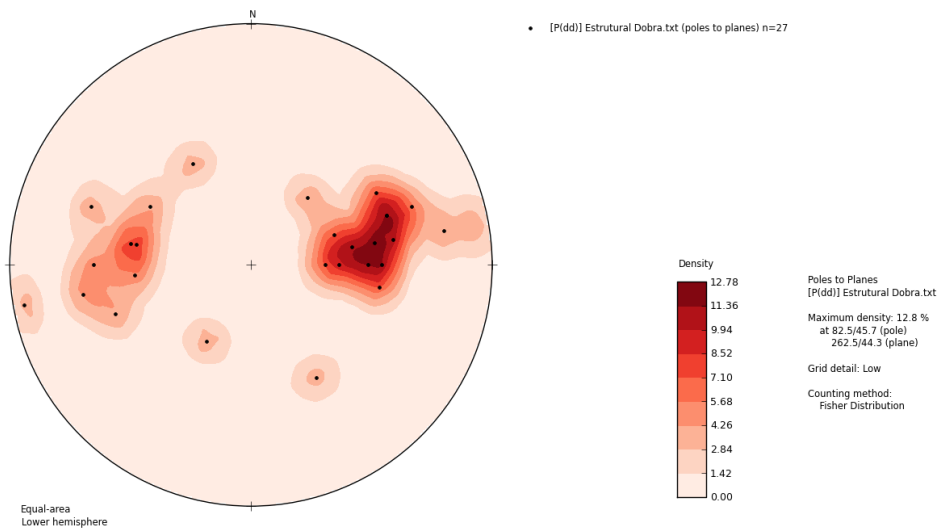


Figura 6.9: Diagrama de contorno dos polos das medidas retiradas nos flancos da dobra.





Deformações frágeis foram evidenciadas na sequência demonstrando uma resposta a esforços atuantes durante o Brasiliano. Durante a fase deformacional rúptil **F<sub>n</sub>** houve fraturamento, intrusão de diques e veios.

O sistema de **fraturas** (Figs. 6.10A e 6.10B) observado na sequência exibe pares cisalhantes de direção preferencial de 45° e 140° Az (Fig. 6.11). A deformação é superficial e a intensidade disposta nos litotipos irá ser influenciada pelo grau de competência do material.

Figura 6.10: A. Deformação frágil tardia em mármore. B. Fratura em nebulitos.

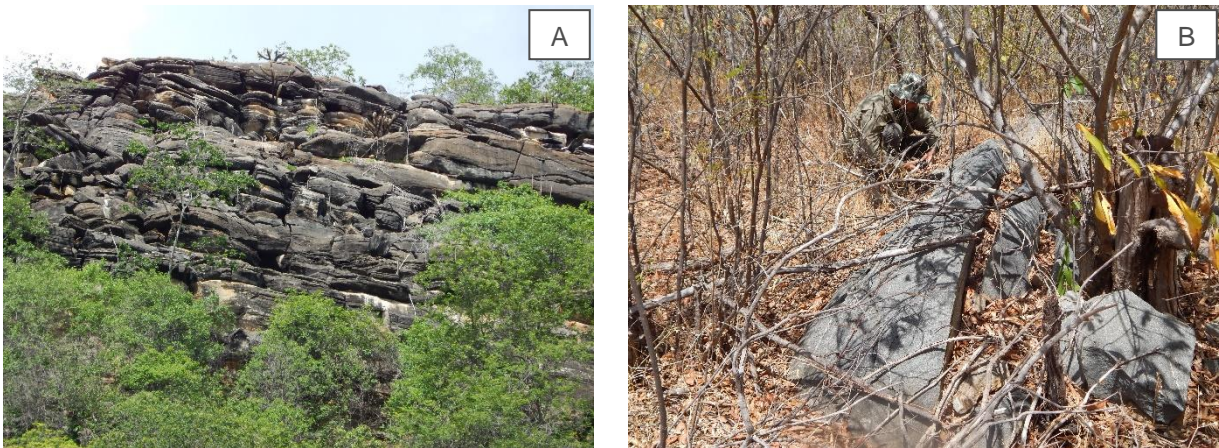
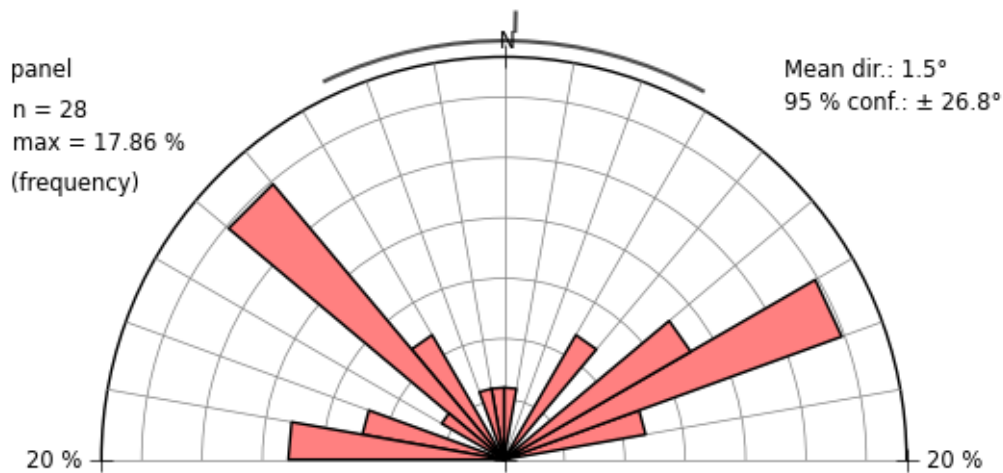


Figura 6.11: Diagrama de roseta das direções de fraturas.



De maneira discordante a foliação principal **S<sub>N</sub>**, **diques** de diabásio, **brechas** vulcânicas e **veios** de sílexito, recortam toda a associação litológica da área, em direção preferencial E-W. O dique de diabásio, de idade mesozoica (Gomes, *et al.*, 1981), fazem parte da Suíte Ceará Mirim e exibe geometria retilínea, estendendo-se por toda a área, com espessuras variando entre 15 a 80cm (Figs. 6.12A e 6.12B). As brechas vulcânicas apresentam comprimento quilométrico e cortam todas os litotipos com um *trend* de 45° (Figs. 6.12C e



6.12D). Os veios de silexito, com extensões métricas, indicam presença de sítios deformacionais concomitantes com processos compressivos (Figs. 6.12E e 6.12F).

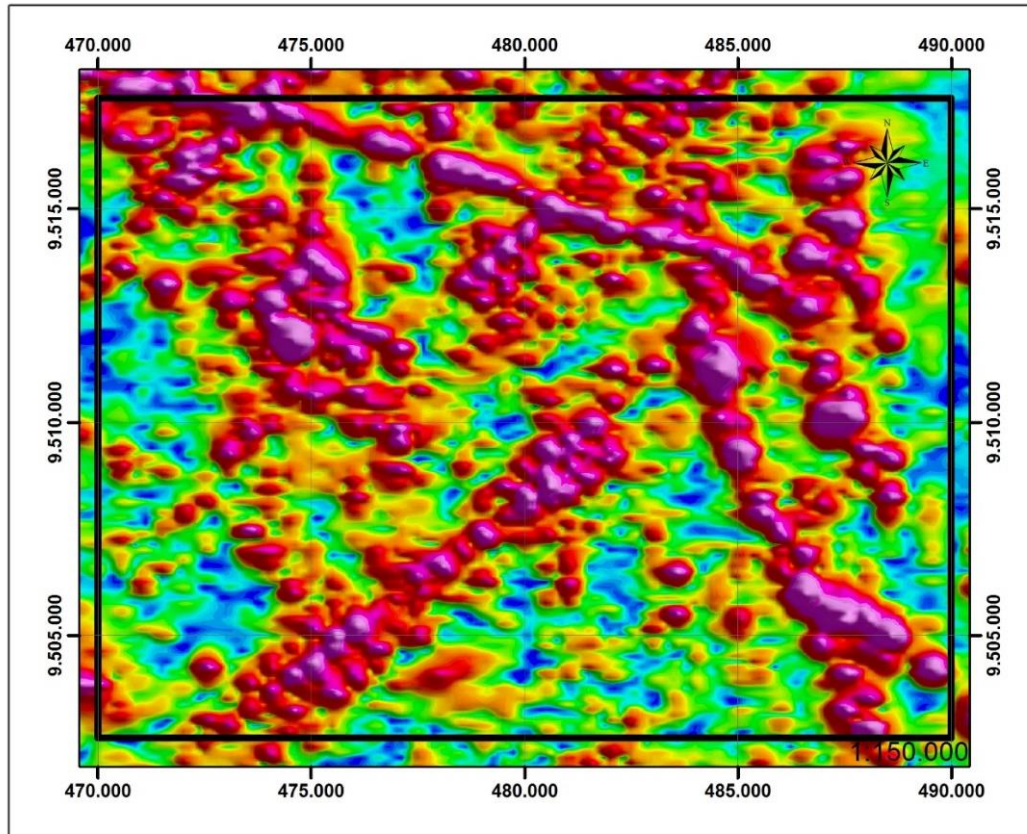
Além de afloramentos preservados em campo, a continuidade estrutural dos diques, brechas e veios são perceptíveis em imagens de sensores remotos e anomalias aerogeofísicas (Figs. 6.13). As anomalias identificadas apresentam duas direções preferenciais de 40° e 90°.

Figura 6.12: A. Esfoliação esferoidal no diabásio. B. Dique *in situ* com grau de fraturamento intenso no litotipo. C. Brecha vulcânica da Suíte Ceará Mirim. D. Detalhe do litotipo. E e F. Blocos soltos de silexito, em faixas métricas a decamétricas, interpretadas como veios.





Figura 6.13: A. Imagem de magnetometria com tratamento da derivada vertical (DZ).



Como último evento rúptil ocorrido na área de estudo têm-se o fraturamento nos diabásios, o que demonstra haver um momento rúptil tardio em uma tentativa de fragmentação continental (Fig. 6.14).

Figura 6.14: Fraturamento no diabásio.





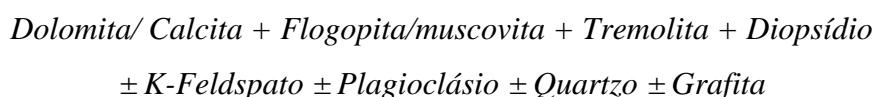
Portanto, em critérios estruturais na área de estudo, pode-se observar que a sequência metassedimentar analisada foi intensamente afetada por deformações e metamorfismo durante a orogenia Brasileira, no final do Paleoproterozoico. A deformação impressa nos migmatitos apresenta um padrão estrutural regional de direção N-S. Como maior influência em padrões tectônicos, têm-se o atrelamento de todo o pacote metassedimentar relacionado a tectônica de empurrão de direção sul WSW.

## 7 METAMORFISMO

Para estudar o metamorfismo na sequência metassedimentar da região de Canindé foram analisados apenas os litotipos que apresentam minerais índices, os quais permitem montar a história tectonometamórfica.

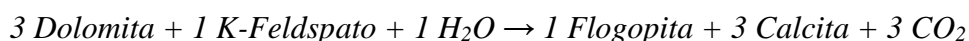
### 7.1 Mármore

As rochas metacarbonáticas da região de Canindé são caracterizadas por texturas granoblástica. Os litotipos são constituídos pela seguinte associação mineral:



Os minerais silicáticos nos mármore foram interpretados como metassomatismo e carbonatos impuros. Os plagioclásios e feldspatos potássicos são encontrados em grãos arredondados, acumulados em pequenas camadas dos mármore ou disseminados no contato entre os grãos dos carbonatos. Foram interpretados como oriundos do metamorfismo de argilominerais presentes na matriz carbonática.

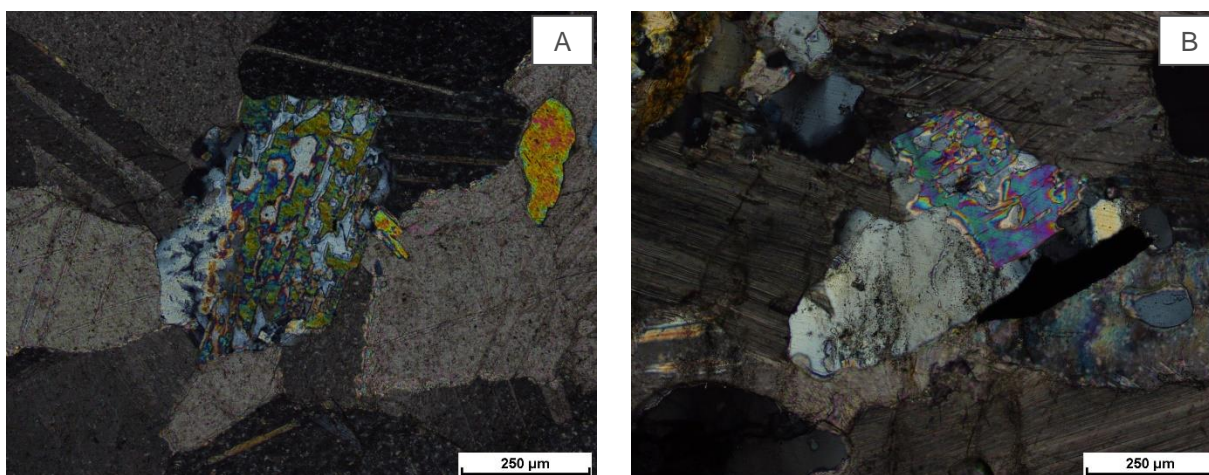
Os feldspatos potássicos passam por reação metamórfica para a formação de flogopita. Puhán & Johannes (1974) propuseram, experimentalmente, a seguinte reação para a formação de flogopita em baixa pressão (2Kbar) nos mármore:



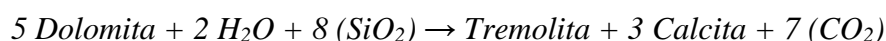
Essa reação ocasiona o aumento o volume de CO<sub>2</sub> no fluido, provocando um aumento de pressão e desviando do campo de formação de talco (Winkler, 1971; Bucher & Grapes, 2011). Assim, não é encontrado talco na associação mineral dos mármore da região.

Os dados de microsonda indicaram que a formação de flogopita ocorre nos mármore dolomíticos, já nos calcíticos há formação de muscovita.

Figura 7.1: A. e B. Flogopitas sendo formada pelo consumo de dolomita e k-feldspato (nicol cruzado).



A primeira ocorrência de tremolita representa o início do metamorfismo na fácies anfibolito (Bucher & Grapes, 2011). A formação da tremolita depende da sílica oriunda do metassomatismo, que com o metamorfismo progressivo gera a seguinte reação, proposta por Buther & Nurtninen (1981):



Com o aumento de temperatura, cerca de 650°C, a tremolita reage para formar diopsídio (Bucher & Grapes, 2011). A reação a seguir representa a formação do piroxênio.

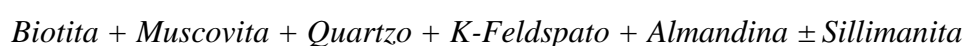


Com o metamorfismo dos mármore é possível reconhecer porções da rocha que apresentam acúmulo de tremolita ou diopsídio, formando rochas de composição anfibolíticas e até piroxeníticas, intercaladas aos mármore.

Segundo Best (2002), a presença de *grafita* + *diopsídio* em metacarbonatos indica uma associação da fácies granulito.

## 7.2 Metapelitos

Os metapelitos encontrados na área de estudo são representados por xistos e metatexitos. Ambos apresentam mineralogias semelhantes, mas em alguns afloramentos são visualizados minerais índices diferentes. Com base nas evidências petrográficas, os metapelitos possuem a seguinte associação mineral:





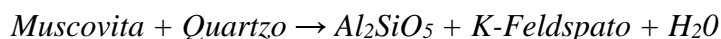
A ausência de clorita nas rochas sugere que o metamorfismo alcançou temperaturas maiores que 500°C, pois quando adquirida essa temperatura, a clorita começa a ser substituída pela associação *granada* + *biotita*, como mostra as reações a seguir:



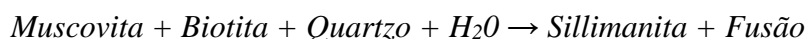
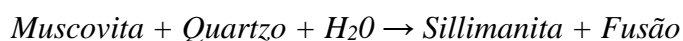
A associação *granada* + *biotita* é um geotermômetro confiável, que foi utilizado no capítulo de química mineral para calcular a temperatura do metamorfismo. As temperaturas máximas encontradas foram de 667°C, equivalente a fácies anfíbolito.

O surgimento de sillimanita pode ser interpretado como um episódio de descompressão após o pico metamórfico, assim, a paragênese *granada* + *biotita* + *sillimanita* é caracterizada como fácies anfíbolito superior (Bucher & Grapes, 2011), pois apresenta temperaturas altas, com episódios de descompressão, o que gera a desidratação da muscovita e biotita com estabilização da sillimanita.

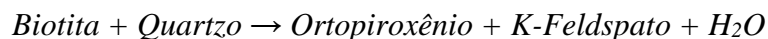
A ocorrência da sillimanita e do feldspato potássico demarca a zona superior da sillimanita. Portanto, têm-se a seguinte reação para a primeira isógrada da sillimanita (Yardley, 1994):



Em temperaturas entre 650 e 700°C, associadas aos litotipos constituídos por feldspato, quartzo e excesso de H<sub>2</sub>O, têm início ao processo de fusão parcial com a formação de migmatitos. Essas condições de temperatura e pressão indicam que os terrenos migmatizados foram formados em profundidades entre 10 e 30km (Bucher & Grapes, 2011). Assim, associados a episódios de descompressão, ocasionadas possivelmente a fraturas extensionais, incide a segunda isógrada da sillimanita, que é caracterizada pelo crescimento adicional da sillimanita a partir da destruição da muscovita envolvendo uma fase fundida (Fig. 7.2) (Yardley, 1994). Durante a fase ocorre a seguinte reação:



Em raras ocasiões são encontrados em seções delgadas de migmatitos, reações que podem representar a transição da fácies anfibolito com granulito. Essa reação é caracterizada pela quebra da biotita e geração de ortopiroxênio (Fig. 7.3) (Bucher & Grapes, 2011).



ou

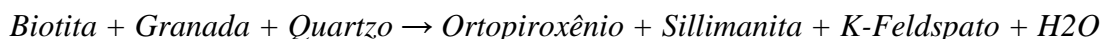
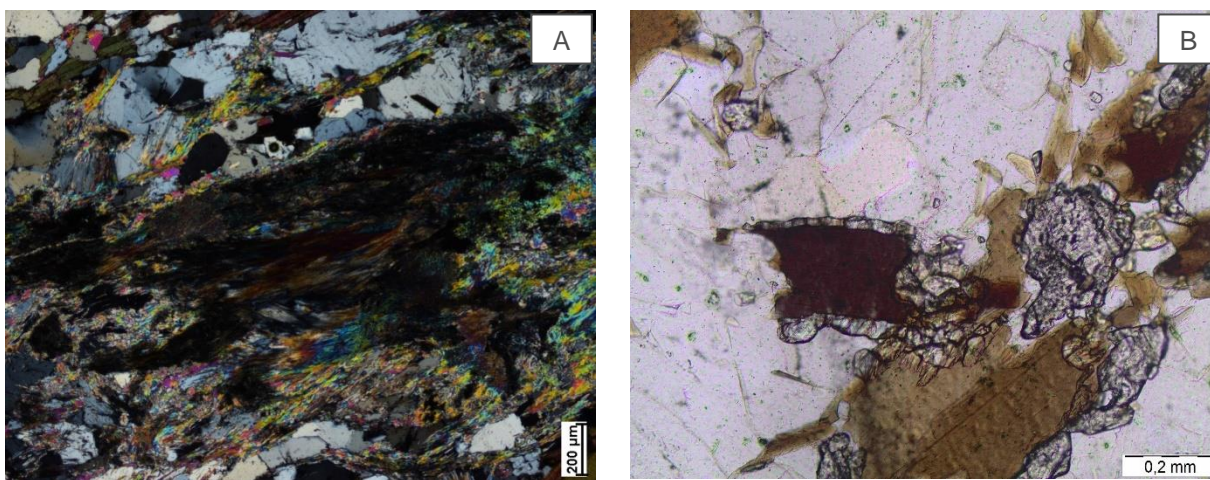


Figura 7.2: A. Crescimento de sillimanita a partir da destruição da muscovita (nicol cruzado). B. Quebra da biotita para formação de Opx, indicando transição de fácies Anfibolito para Granulito (luz natural).



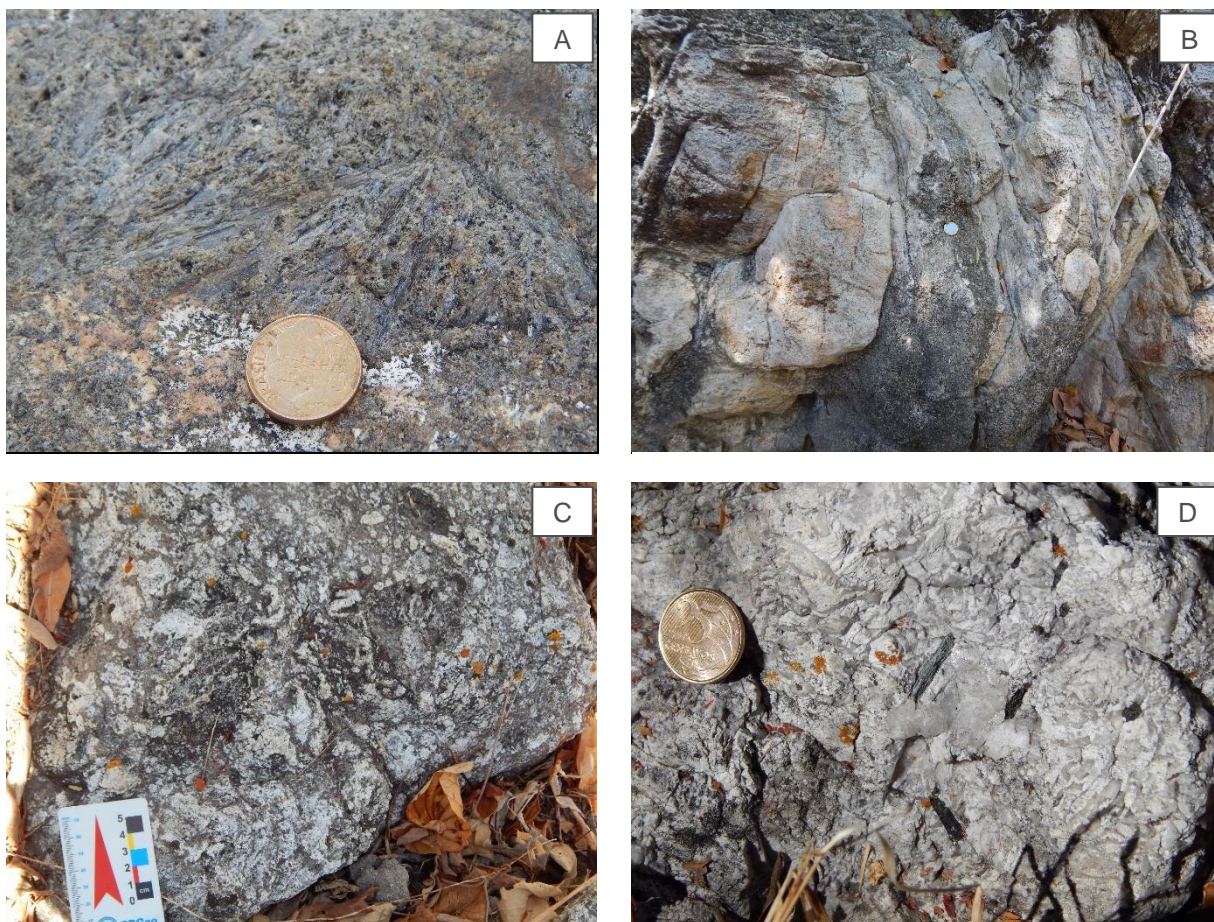
### 7.3 Anfibolitos

Vários trabalhos descrevem a fusão parcial de anfibolitos com geração de líquidos de composição trondjemítica/tonalítica, como: Wolf & Wyllie (1991; 1994); Rushmer (1993); Sen & Dunn, 1994; Rapp & Watson (1995); Johannes *et al.*, 2001. Os minerais restílicos da fusão é composto por *clinopiroxênio* + *plagioclásio* + *granada* e a composição normativa do líquido gerado equivale a albita, anortita e ortoclásio.

Em Canindé ocorrem corpos restílicos anfibolíticos associados a granitos ricos em plagioclásio, por vezes, em forma de bandamentos ou em bolsões de dimensões decamétricas. Essa associação é semelhante à descrita no início, onde a fusão dos anfibolitos gera líquidos tonalíticos, representado por granitos albíticos, sempre acompanhados de anfibolitos constituídos pela associação *tremolita* + *diopsídio* + *granada* + *plagioclásio*.

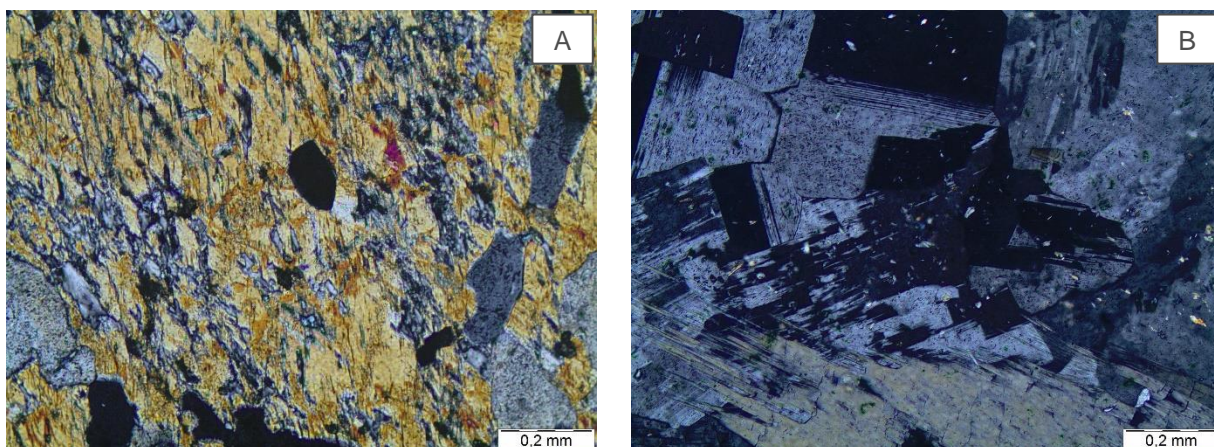


Figura 7.3: A. Anfibolito, porção restítica da fusão parcial. B. Bolsões de albita granito gerados pela fusão parcial do anfibolito. C. Diorito com porções neoformados e restíticas. D. Pegmatito de composição albita + quartzo e cristais de anfibólios restíticos.



Em seção delgada é possível ver as reações de formação da paragênese restítica e ver a rocha formada pelo líquido oriundo da fusão dos anfibolitos.

Figura 7.4: A. Diopsídio com inclusões de granada (nicol cruzado). B. Visualização da matriz albita granítica com grãos restíticos de anfibólio (nicol cruzado).



De acordo com a descrição da lâmina, representada pela figura 7.5A e dados da mesma em MEV-EDS e microsonda eletrônica, descreveu-se que essa rocha possui pelo



menos três tipos de anfibólio (edenita, tschermakita e magnésio hornblenda) e os plagioclásios plotando nos dois extremos do diagrama de classificação dos feldspatos, anortita e albita. Também é visualizado que a albita é o plagioclásio mais abundante e está na porção considerada fundida. A anortita está crescendo associada a tschermakita.

Levando em consideração a breve descrição acima, pode-se concluir que existe a formação de plagioclásio de outra forma que é encontrada na literatura, pelo menos a pesquisada nessa dissertação.

De forma analítica e empírica, será proposta uma reação, que para ser provada terão que ser realizadas análises mais minuciosas, porém embasada nas descrições petrográficas e análises químicas pontuais já realizadas.

A reação proposta explica a geração de plagioclásio e anfibólio pela fusão de um outro anfibólio. Inicialmente são encontrados anfibólios de composição de magnésio hornblenda à edenita. A rocha que contém esses anfibólios passou por processo de descompressão em temperaturas constantes e teve início a fusão parcial desses minerais. Com o início da fusão, os elementos mais incompatíveis são removidos mais rapidamente. Assim, a reação a seguir é proposta, lembrando que é uma reação sem balanceamento, pois será necessário o cálculo da fórmula de cada mineral:



Com o aumento da fusão e diminuição dos elementos incompatíveis, têm início a retirada dos elementos compatíveis. Representada pela reação a seguir.

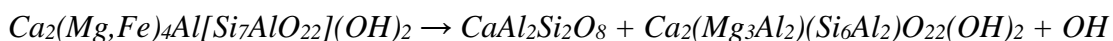
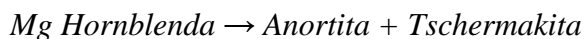
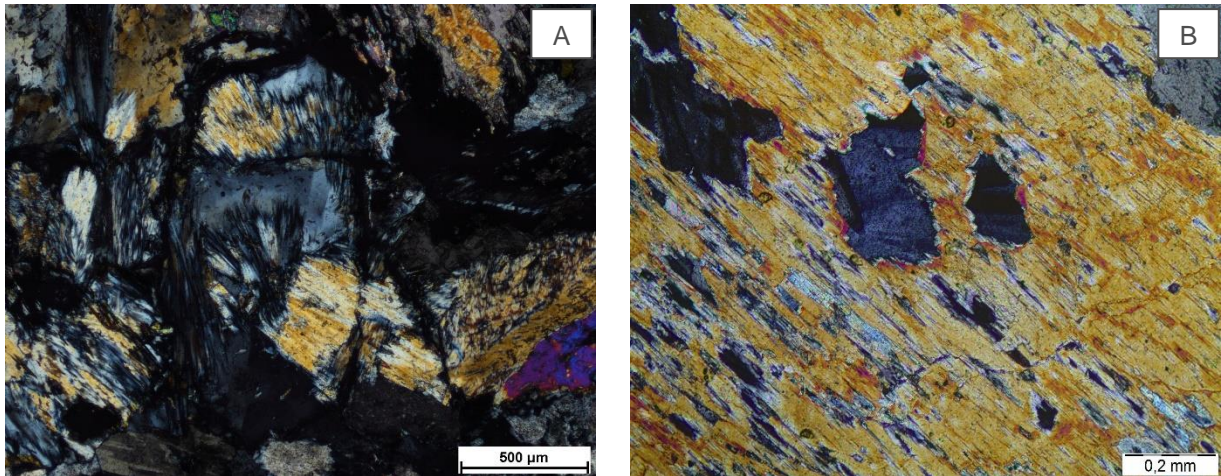


Figura 7.5: A. Cristal de anortita, mimetizando a Tschermakita. B. Crescimento de plagioclásio a partir dos planos de clivagem do anfibólio.



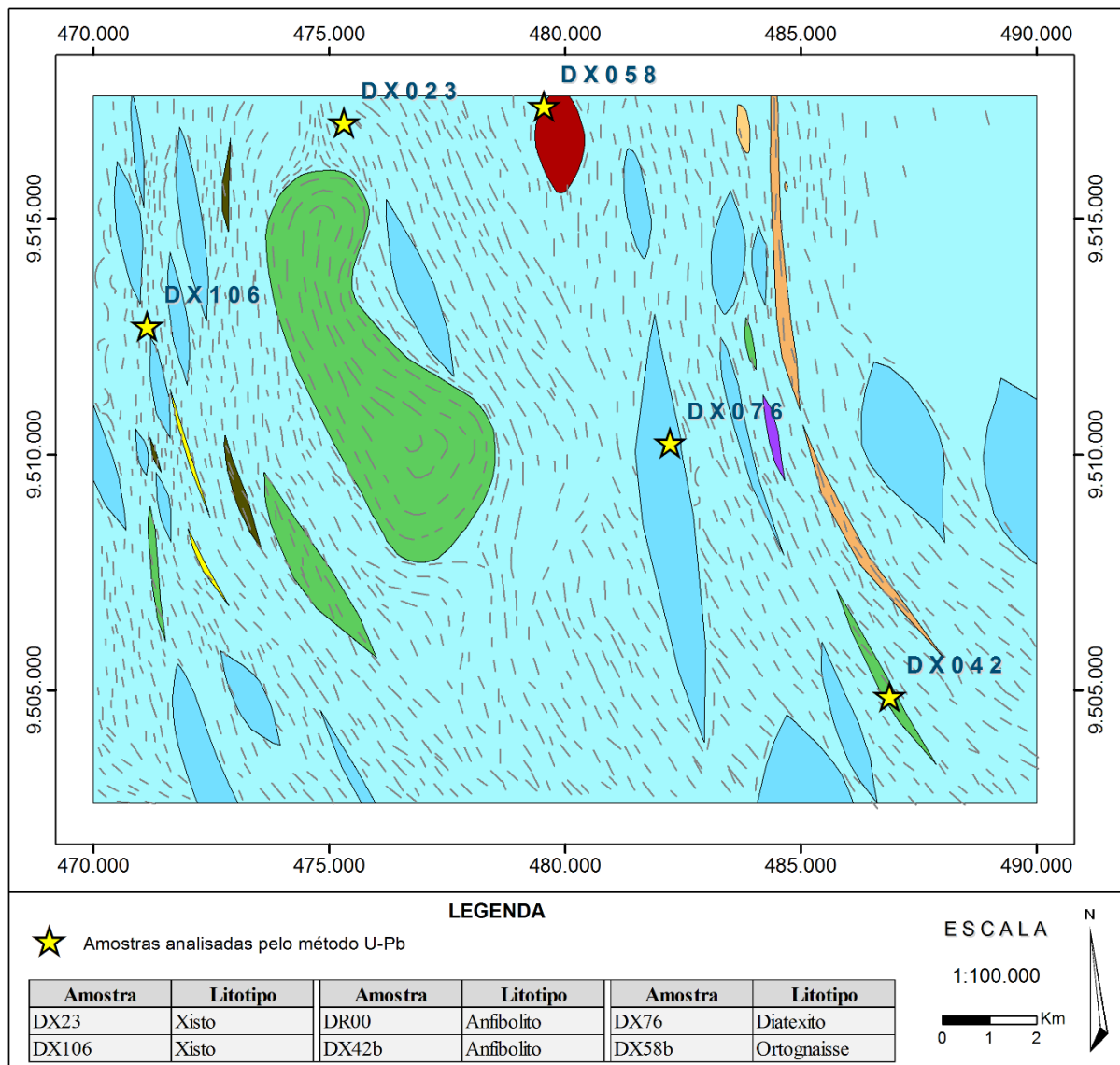
Para a maior confirmação dos dados e construção de fórmulas minerais, torna-se necessário, portanto, mais análises de microsonda eletrônica e/ou microscópio eletrônico de varredura nas seções delgadas confeccionadas. A repetição das análises ratificará as associações de cada plagioclásio com seu respectivo anfibólio, dará fundamentos para os cálculos das temperaturas e pressões, a partir dos geotermobarômetros e, principalmente, calculará com maior precisão as fórmulas químicas para cada mineral.

## 8 GEOCRONOLOGIA

Análises de U-Pb, em cristais de zircão, foram analisadas em amostras que melhor representavam a sequência. Com a utilização do método pode-se estimar a idade herdada das rochas metassedimentares (proveniência das rochas fontes), como também a idade de metamorfismo e deformação dos litotipos.

Foram selecionadas para o método seis amostras, sendo verificadas duas de xisto (DX23 e DX106), duas de anfibolito (DR00 e DX42b), uma de diatexito (DX76) e uma de ortogneisse (DX58b) (Fig. 8.1).

Figura 8.1: Localização geográfica das amostras analisadas através do método U-Pb.





Os zircões separados em lupa caracterizam-se por cristais prismáticos arredondados, com tamanho que varia entre 100 e 500 $\mu$ m, por vezes encontram-se fraturados ou quebrados, castanhos, variando de transparentes a escuros.

As imagens obtidas por intermédio de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) auxiliaram na visualização interna do grão permitindo, assim, a escolha dos melhores grãos e locais apropriados para a análise.

O cálculo da idade é representado pelo diagrama binário Concórdia, na qual as idades calculadas pelos sistemas isotópico  $^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$ , e  $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$  são coincidentes ou concordantes. O Diagrama Concórdia para os litotipos da sequência metassedimentar foi gerado a partir das razões obtidas durante as análises geocronológicas.

Interpretada, pelos dados de campo, como sendo a rocha mais antiga da área de estudo, foram analisados dois xistos. A amostra **DX106** apresenta cristais exibindo idades variando entre 2227 e 887Ma, não contendo grandes hiatos entre elas. Nos cristais de zircão da amostra de **DX23** foi possível individualizar três famílias de zircão. A mais antiga com zircões de idade 1973 e 1701Ma, um grupo intermediário com idades entre 1306 e 1121Ma e uma família predominante com idades entre 867 e 692Ma.

Não existem descritos eventos tectônicos tão próximos que possam ter gerado essa sequência de idades em uma faixa tão ampla, como na primeira amostra. Porém, há um conteúdo mais antigo, com as mesmas idades Paleoproterozoicas das demais rochas.

Na segunda amostra, existe uma forte tendência a idade neoproterozoicas de 794 $\pm$ 4Ma, essa idade foi interpretada por Arthaud, 2007, como a idade máxima de abertura de uma bacia que deu origem ao Grupo Ceará.

Figura 8.2: Zircões em *mount* da amostra DX106 (xisto) em fotografia no MEV.

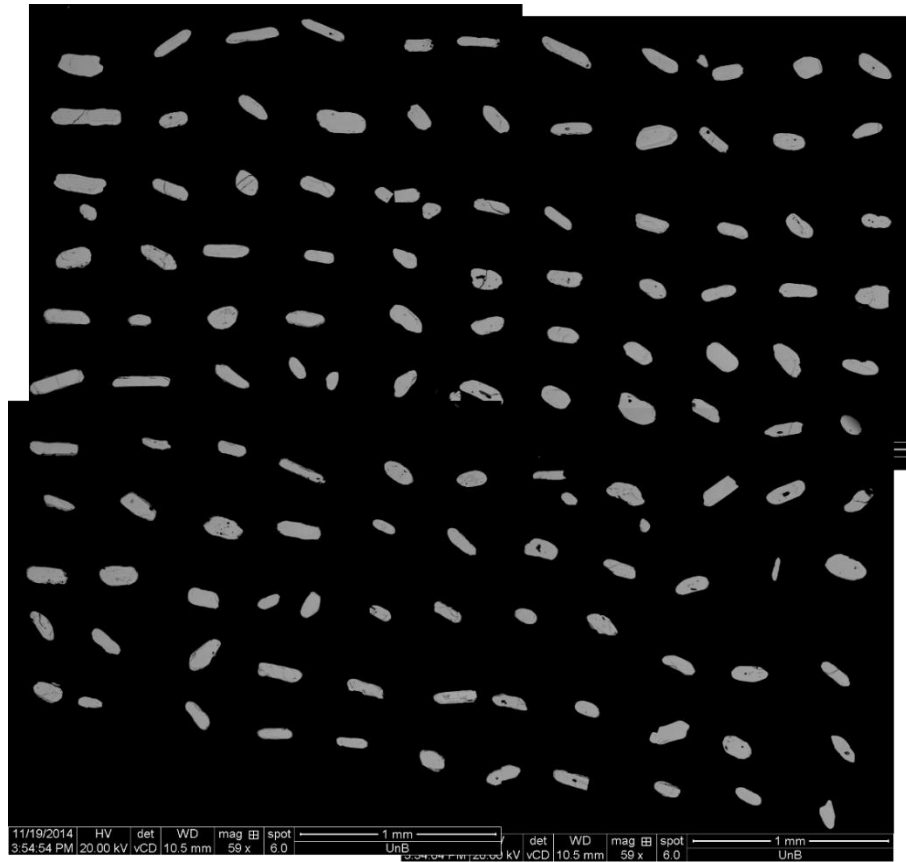


Figura 8.3: Diagrama concórdia da amostra DX106 correspondente ao xisto.

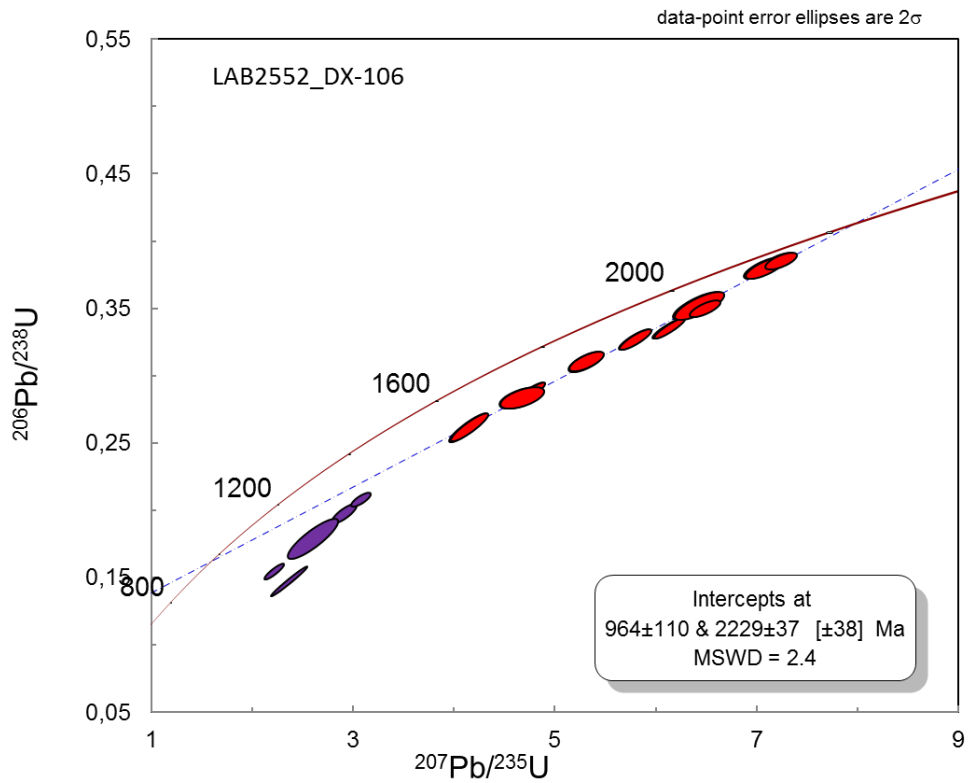


Figura 8.4: Análise em MEV dos zircões em *mount* da amostra DX23 (xisto), utilizado durante o procedimento.

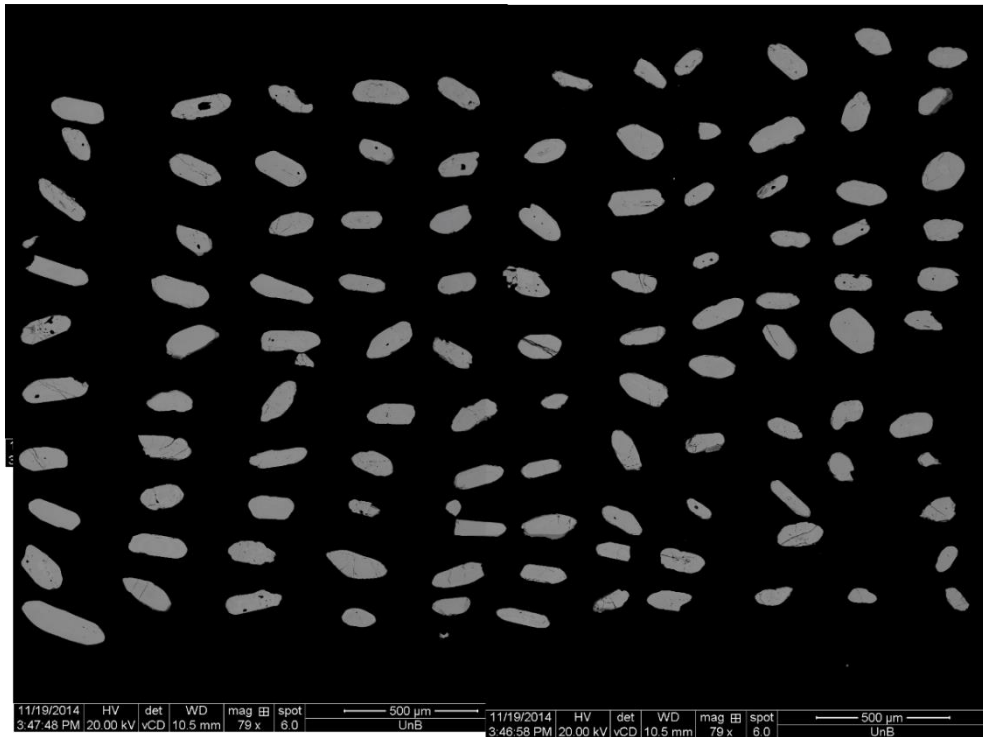
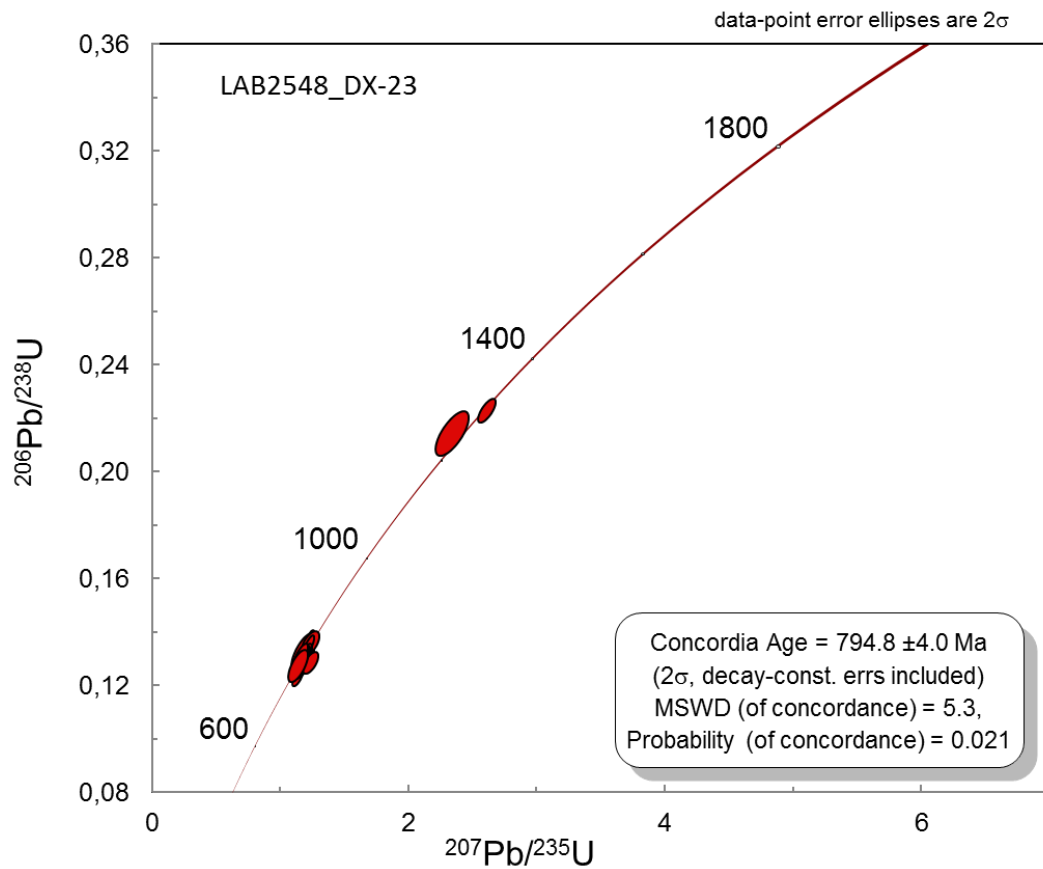


Figura 8.5: Diagrama concórdia da amostra DX23 correspondente ao xisto.





Amostra de **anfíbolito (DX00)** coletada no Rio Camarão, próximo à Canindé, e a amostra DX42b inclusa na área de trabalho, foram datadas com fins comparativos. Ambas apresentam contexto geológico e assembleia mineralógicas semelhantes, porém interpretadas de maneiras distintas por diversos autores.

Braga (2014) interpreta os anfíbolitos como o resultado do metamorfismo de basaltos de filiação toleítica, desenvolvidos em ambiente extensional, provavelmente de bacias do tipo *back-arc*. Perante observações de campo e relações acerca de química mineral, sugere-se que ambos anfíbolitos são oriundos do metamorfismo de sedimentos margosos.

Os 33 grãos de zircão da amostra **DX00** analisados exibem-se arredondados de origem detrítica (Fig. 8.6), exibindo idades paleoproterozoicas entre 2205 e 1911Ma, que coincidem com a orogênese Transamazônica. Alguns zircões dão idades que não apresentam significado tectônico de  $131\pm 180$ Ma, (Fig. 8.7).

A amostra **DX42b** apresenta zircões similares ao anterior (Fig. 8.9). Foram individualizadas três famílias de zircões. A primeira com idades entre 2123 e 1936Ma, apresentando idades semelhantes ao anfíbolito anterior. O segundo grupo apresenta idades 1824 e 1726Ma, o que representa na bibliografia idades relacionadas a tafrogênese Estateriana. O último grupo de zircões apresentam idades neoproterozoicas, variando entre 605 e 573Ma, interpretada como a idade de metamorfismo que afetou o litotipo durante a orogenia Brasileira.

A julgar pela tipologia idêntica e idade similar, as amostras de anfíbolito analisadas, apresentam idade de cristalização riacianas e a idade de metamorfismo durante o ciclo Brasileiro, confirmando que todo o pacote de rochas regionais passou pelo mesmo evento orogênico, que deixou impresso as deformações e estruturas visualizadas.

Figura 8.6: Zircões em *mount* da amostra DX00 (anfíbolito) em fotografia no MEV.

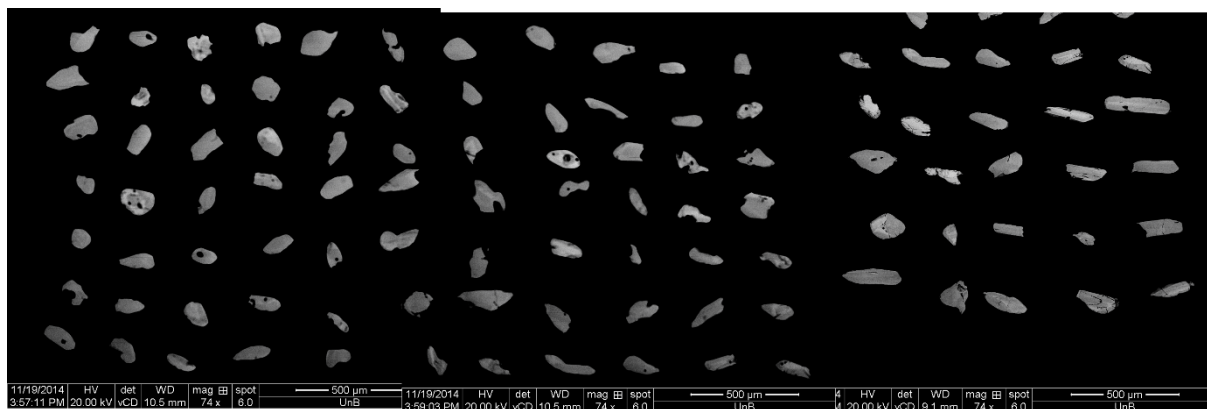


Figura 8.7: A. Diagrama concórdia da amostra DX00 correspondente ao anfibolito coletado no Rio Camarão (473238mE; 9526612mE).

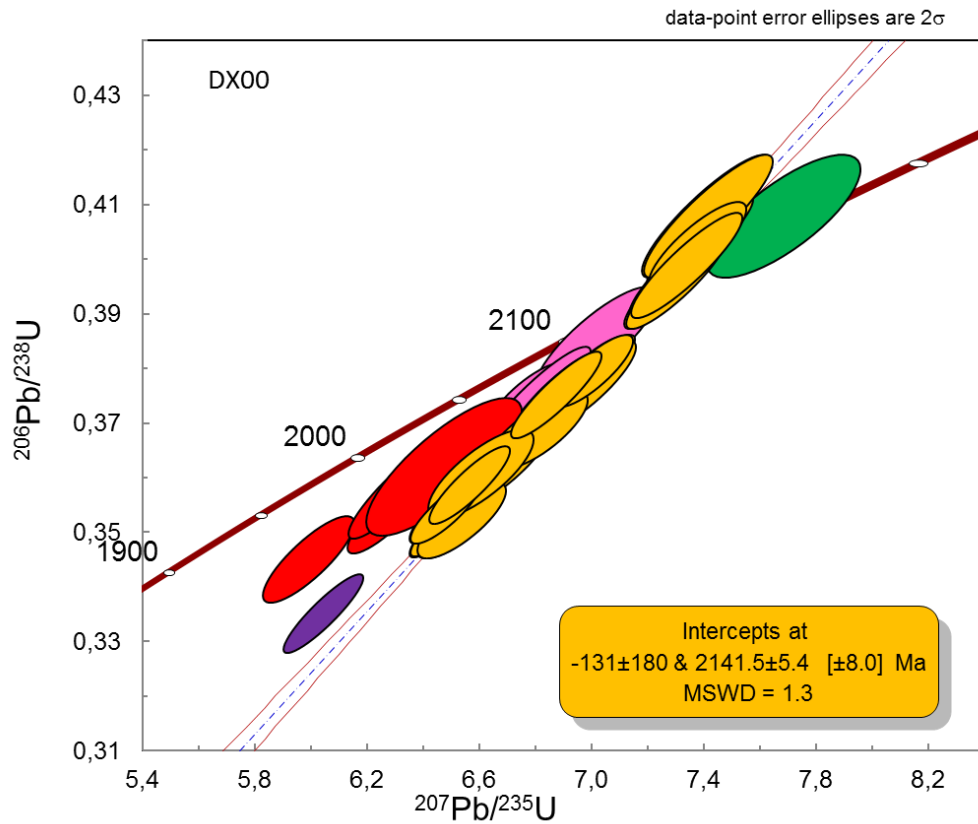


Figura 8.8: A. Diagrama concórdia da amostra DX42b correspondente ao anfibolito coletado na área de estudo.

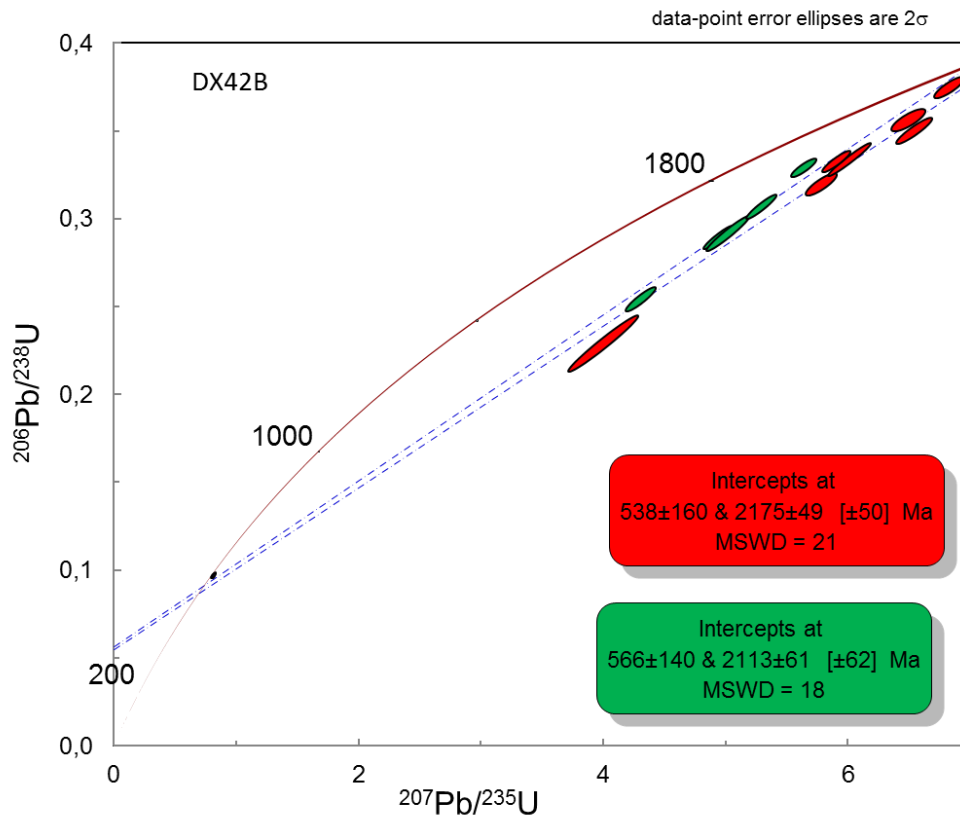
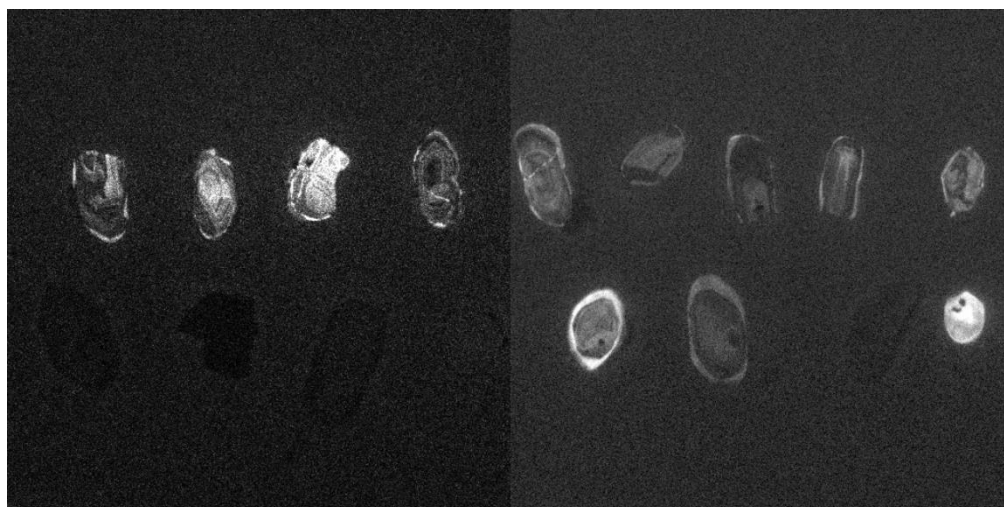


Figura 8.9: Zircões em *mount* da amostra DX42b (anfíbolito) em fotografia no MEV.



A amostra analisada de **diatexito (DX76)** apresenta cristais de zircão alongados e arredondados de origem dentrítica (Fig. 8.10). As idades calculadas para os zircões apresentaram apenas uma família, paleoproterozoica variando entre 2162 e 1835Ma.

Figura 8.10: Zircões em *mount* da amostra DX76 (diatexito) em fotografia no MEV.

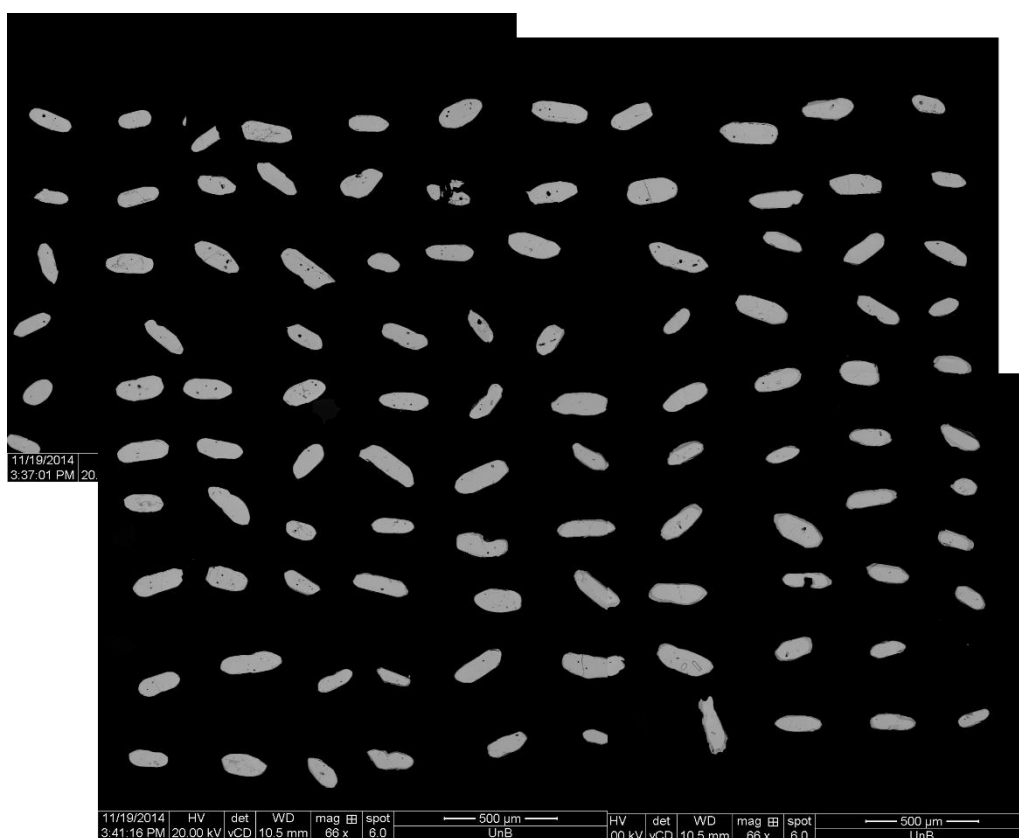
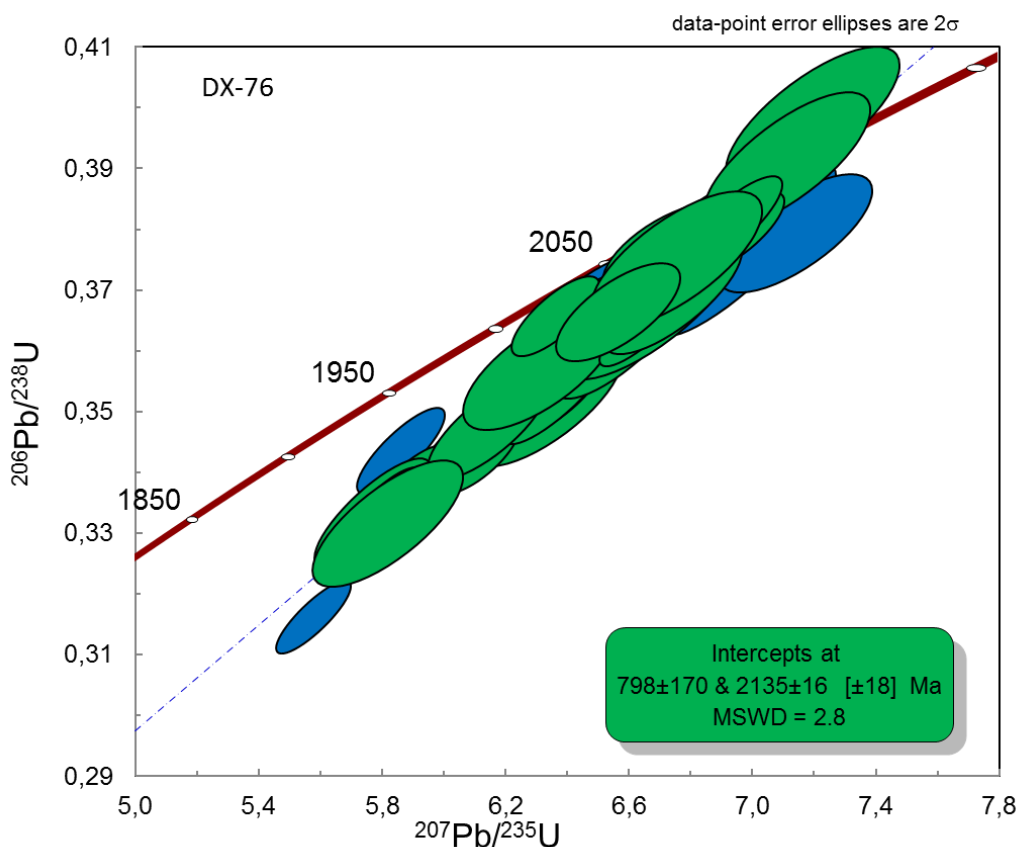




Figura 8.11: A. Diagrama concórdia da amostra DX76 correspondente ao diatexito coletado na área de estudo.



O gnaíse calcissilicático corresponde a amostra DX58b, que apresenta cristais de zircão prismáticos alongados (Fig. 8.12). As idades dos zircões encontram-se entre 2384 e 1815Ma, tendo fontes semelhantes as outras rochas (Fig. 8.13).

Assim, em todas as amostras analisadas, a idade mais antigas são paleoproterozoicas e as mais novas no final do Neoproterozoico. É possível notar que em 2.2Ga ocorreu um evento que gerou a maioria das idades dos zircões. Diversos autores associam essa idade a orogenia Transamazônica. A amostra do xisto foi a única que mostrou idades discrepantes com as outras. Como falado anteriormente a idade de 800Ma é associada a abertura da bacia neoproterozoicas que foram depositados os sedimentos do Grupo Ceará. Porém, essa idade é discutível, não se conhece um evento tectônico regional com essa idade na literatura.

Figura 8.12: Zircões em *mount* da amostra DX58b (ortognaisse) em fotografia no MEV.

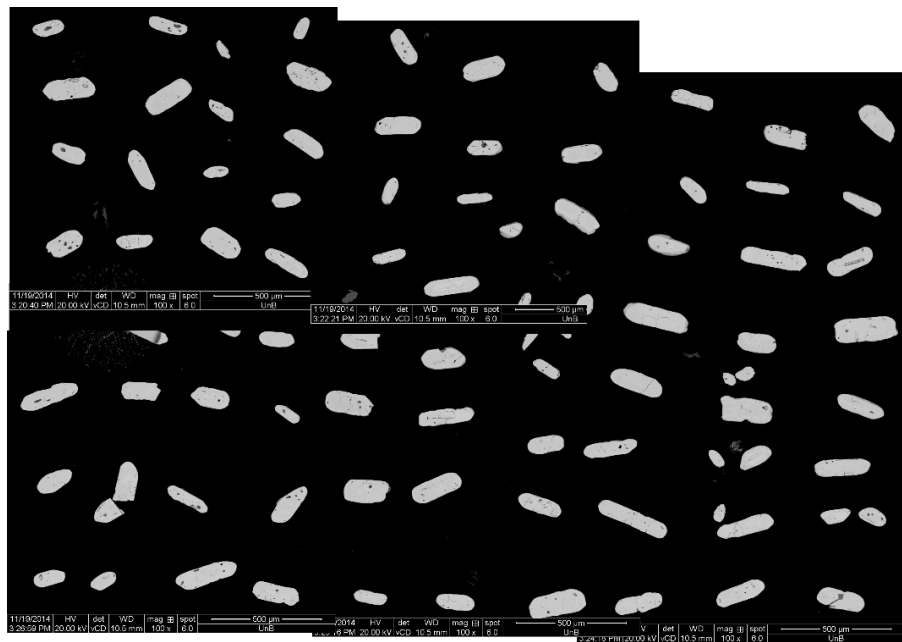
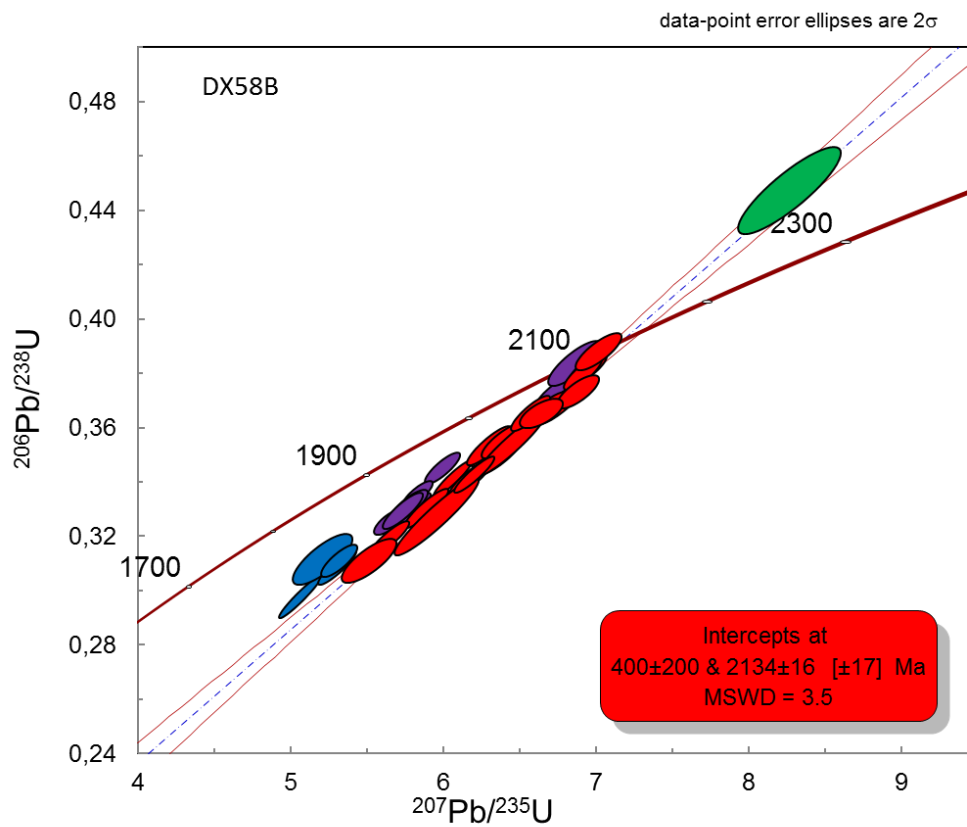


Figura 8.13: Diagrama concórdia da amostra DX58b correspondente ao ortognaisse coletado na área de estudo.



## 9 CONCLUSÃO

Estudado por diversos autores, o Complexo Ceará do Domínio Ceará Central, possui diferentes interpretações da sua geologia. Os estudos de campo, petrográfico, geocronológico e geotermobarométricos realizados nessa dissertação, permitiram a identificação de litologias antes não descritas e uma nova interpretação da evolução dessa unidade.

A área estudada é constituída por rochas metassedimentares, parcialmente fundidas, gerando porções ígneas, cortadas pelo magmatismo básico Ceará Mirim. Os metassedimentos possuem composições do tipo quartzo-pelito-carbonato (QPC), típicas de sequências turbidíticas de uma plataforma continental.

Litologicamente, os metassedimentos são representados por sillimanita-biotita xistos, em sua maioria apresentando fusão parcial, gerando os migmatitos, que são as rochas mais abundantes da área estudada e metaconglomerado intraformacional que representam a sedimentação pelítica da sequência. Também, são encontradas intercalações menores de metarcóseos, indicando uma sedimentação quartzo-feldspática. E por último, sedimentos carbonáticos e margosos, representado por mármore, anfibolitos, rochas calcissilicáticas com ou sem epidotização, gnaisses calcissilicáticos.

Intercalado a essas rochas, encontram-se sítios com fusão parcial, dando gênese a granitos de diversas composições, controlados pela rocha que foi fundida para a sua formação. Percebe-se uma relação mais acentuada entre os albita granitos e dioritos com a fusão de rochas anfibolíticas.

Cortando todas as rochas em direções SEE e NE, foram encontrados diabásios, que por vezes, apresentam brechas de granófiros. Esses litotipos são representantes do magmatismo básico Ceará Mirim.

Toda a região possui foliação com *trend* preferencial N-S, associado a deformação dúctil. Uma megadobra é reconhecida em campo e imagens de satélites, dados de foliações indicam que é uma dobra do tipo braquisinforme. Foi reconhecido feições rúpteis com direções preferenciais de 45° e 140°Az.

Geocronologicamente, os resultados de U-Pb, em zircão, forneceram idades das fontes dos sedimentos, do intercepto superior dentro do intervalo de 2.135 a 2.239Ga, durante o Riáciano. Mas em todas as rochas são encontrados zircões de idades que variam entre 573 e 2384Ma. Assim, é possível notar que em 2.2Ga ocorreu um evento tectonotermal que gerou a



maioria das idades dos zircões, possivelmente um *reset* isotópico homogeneizando as idades. Essa idade pela maioria dos autores é associada a orogenia Transamazônica. Apenas uma amostra de xisto mostrou comportamento diferente, a qual existe uma forte tendência a idade neoproterozoicas de  $794 \pm 4$  Ma, essa idade foi interpretada por Arthaud, 2007, como a idade máxima de abertura de uma bacia que deu origem ao grupo Ceará. Porém, não é uma idade conclusiva e será necessário a análise dos locais onde foram realizados os furos para datação.

Análises pontuais em minerais, pelo método de microsonda eletrônica, permitiram calcular as pressões e temperaturas que as rochas passaram durante o metamorfismo. Foram utilizados geotermômetros do par *granada* + *biotita* e *hornblenda* + *plagioclásio* e os resultados foram semelhantes com temperaturas mínimas de  $635^{\circ}\text{C}$  e máximas de  $774,7^{\circ}\text{C}$ . Para o cálculo da pressão foi utilizada a calibração adotada por Schmidt (1992), levando em consideração o teor de alumínio no anfibólio. Os resultados foram diferentes nas rochas analisadas, onde o anfibolito apresenta pressões em torno de 6,7 Kbar e o diorito em torno de 2 Kbar. A partir dessas informações pode-se inferir que os diferentes tipos litológicos da região possuíam temperaturas similares e grande variação na pressão. Também, pode-se induzir que as rochas que passaram por fusão parcial apresentam pressões menores e as que não passaram exibem pressões mais elevadas.

Assim, associando a geotermobarometria e análises petrográficas, foram reconhecidas associações típicas de Fácies Anfibolito Alto, com a formação de minerais indicas como *granada* e *sillimanita* nos pelitos e *granada*, *hornblenda* e *diopsídio* em anfibolitos. Também, são encontrados indícios de Fácies Granulito nos carbonatos com a presença de *grafita* e nos metapelitos a desestabilização da *biotita* para a formação de *ortopiroxênio*.

Com bases nessas informações, não é possível definir unidades geológicas dentro da Unidade Canindé. Mas nota-se um ambiente plataformal, com sedimentação contínua e cíclica, alternando de ambientes de maior e menor energia. É reconhecido assim sedimentação do tipo QPC, característica de uma sequência turbidítica, depositada em uma plataforma continental de idade mínima de 2.2 Ga. Toda essa sequência passou por processos de fraturamento dúctil, com fusão parcial *in situ*, gerando porções ígneas de composição granítica, esses eventos ocorrendo em Fácies Anfibolito Alto com picos de Fácies Granulito.

## REFERÊNCIAS

- Almeida F. F. M., Hasui Y., Brito Neves B. B., Fuck H. A. 1981. **Brazilian Structural Provinces: an Introduction**. Earth Sciences Reviews, 17: 1-29.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y; Brito Neves, B.B.; Fuck, R.A. 1977. **Províncias estruturais brasileiras**. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 8, Campina Grande, Atas, 363-391.
- Amaral, W.S. 2007. **Integração de Dados Aerogeofísicos e Geológicos e sua Contribuição a Evolução Geodinâmica do Domínio Ceará Central, Província Borborema**. Dissertação de Mestrado. Universidade Estadual de Campinas, UNICAMP, Brasil.
- Amaral, W.S. 2010. **Análise geoquímica, geocronológica e termobarométrica das rochas de alto grau metamórfico, adjacentes ao arco magmático de Santa Quitéria, NW da Província Borborema**. Tese de Doutorado, Universidade Estadual de Campinas-UNICAMP.
- Araújo, C.E.G. 2014. **Evolução tectônica da margem ativa Neoproterozóica do Orógeno Gondwana Oeste na Província Borborema (NE-Brasil)**. Tese (Doutorado em Geotectônica) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2014. Disponível em: <<http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/44/44141/tde-25092014-144415/>>. Acesso em: 2016-04-20.
- Araújo, M.G.S.; Brito Neves, B.B.; Archanjo, C.J., 2001. **Idades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  do magmatismo básico Meso-Cenozóico da Província Borborema Oriental, nordeste do Brasil**. Simpósio de Geologia do Nordeste, 19, Natal, Boletim de Resumos, p. 260-261.
- Arthaud, M. H.; Fuck, R. A.; Dantas, E. L.; Santos, T. J. S.; Caby, R.; Armstrong, R.. 2015. **The Neoproterozoic Ceará Group, Ceará Central domain, NE Brazil: Depositional age and provenance of detrital material. New insights from U–Pb and Sm–Nd geochronology**. Journal of South American Earth Sciences.
- Barton, C.E., Baldwin, R.T., Barraclough, D.R., Bushati, S., Chiappini, M., Cohen, Y., Coleman, R., Hulot, G., Kotz, E.R., Golovkov, V.P., Jackson, A., Langel, R.A., Lowes, F.J., Mcknight, D.J., Macmillan, S., Newitt, L.R., Peddie, N.W., Quinn, J.M. & Sabaka, T.J. 1996. **International Geomagnetic Reference Field**. Revision. IAGA Division V. Working Group 8, Phys. Earth Planet. Inter., 97: 23–26 .
- Blum, M.L.B. 1999. **Processamento e interpretação de dados de geofísica aérea no Brasil central e sua aplicação à geologia regional e à prospecção mineral**. 1999. 229 p. Tese (Doutorado em Geologia) - Universidade de Brasília, Brasília-DF, 1999.
- Braga, L.R.C. 2014. **Caracterização Geoquímica E Geocronológica Das Rochas Metamáficas E Dos Ortognaisses Da Região De Canindé, Domínio Ceará Central, Província Borborema**. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Ceará.

Brito Neves B.B., Santos E.J., Van Schmus W. R. 2000. **Tectonic History of the Borborema Province**. In: U.G.Cordani; E.J. Milani; A Thomaz Filho; D.A. Campos (eds.) Tectonic Evolution of the South America. 31st International Geological Congress, 2000, Rio de Janeiro, Brasil, pp. 151-182.

Brito Neves, B. B. Cordani, U. G. 1991. **Tectonic evolution of South America during the late Proterozoic**. Precambrian Research. vol. 53 , p. 23 – 40.

Brown M. 1973. **The definition of metatexis, diatexis and migmatite**. Proc. Geol. Assoc. 84, 371-382

Bucher K. & Grapes R. (eds) 2011. **Petrogenesis of metamorphic rocks**. Berlin, Springer-Verlag, 441 p.

Castro, N. A. 2004. **Evolução Geológica Proterozoica da região entre Madalena e Taparuaba, Domínio Tectônico Ceará Central (Província Borborema)**. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo.

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/Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais.

Choukroune P. 1995. **Déformations et déplacements dans la croûte terrestre**. Masson, Paris, 226pp.

Cordell, L. & Grauch, V.J.S. 1985. **Mapping basement magnetization zones from aeromagnetic data in the San Juan basin, New Mexico**. In: HINZE WJ. (Ed.). The Utility of Regional Gravity and Magnetic Anomaly Maps, Society of Exploration Geophysicists, 181–197.

Dantas, E. L; Hackspacher, P. C.; 2002. **Geologia e isótopos de Nd da região do Cabugi, parte central do Rio Grande do Norte**. XLI Congresso Brasileiro de Geologia, pág 304.

DEER, W. A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. 1992. **An introduction to the rock-forming minerals**. 2. ed. Harlow, Essex; New York: Longman Scientific & Technical: Wiley. 696p.

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**. University of Kansas, Thesis of Doutorado, 164 pp.

Fetter, A.H., Santos, T.J.S., Van Schmus, W.R., Hackspacher, 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 assembly of West Gondwana**. Gondwana Research 6, 265-273.



Gomes J.R.C.; Gatto, C.M.P.P.; Souza, G.M.C.; Luiz, D.S.; Pires, J.L. & Teixeira, W., 1981. **Geologia e Mapeamento regional. In: Brasil. Ministério das Minas e Energia. Projeto RADAMBRASIL.** Folhas SB-24/25 Jaguaribe/Natal. Rio de Janeiro, 1981. (Levantamento de recursos naturais, 23), 27- 176.

Gomes, J.R.C.; Gatto, C.M.P.P.; Souza, G.M.C.; Luz, D.S.; Pires, J.L.; Teixeira, W.; Franca, F.A.B.; Cabral, E.M.A.; Menor, E.A.; Monteiro, N.; Barros, M.J.G.; Ribeiro, E.G.; Lima, E.A.De; Fonseca, R.A. 1981. **Geologia. In: PROJETO RADAMBRASIL. Folhas SB.24/25 Jaguaribe e Natal; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra.** Rio de Janeiro, MME/Secretaria Geral. p. 27-300 (Lev. Rec. Nat. 23).

Grohmann, C.H. and Campanha, G.A.C., 2010. **OpenStereo: open source, cross-platform software for structural geology analysis.** Presented at the AGU 2010 Fall Meeting, San Francisco, CA.

Hawthorne, F.C. 1981. **Crystal Chemistry of the Amphiboles.** Canadian Mineralogist, 21, 173-480.

HOLLAND, T., BLUNDY, J. 1994. **Non-Ideal interaction in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry.** Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 116, n. 4, p. 433-447.

IPECE. **Governo do estado do Ceará. Perfil Básico Municipal – Canindé – 2014.** Disponível em: <[http://www.ipece.ce.gov.br/publicacoes/perfil\\_basico/pbm-2014/Caninde.pdf](http://www.ipece.ce.gov.br/publicacoes/perfil_basico/pbm-2014/Caninde.pdf)>. Acesso em: 27 de dezembro de 2014.

Johannes, W. & Gupta, L. N. 1982. **Origin and evolution of a migmatite. Contributions to Mineralogy and Petrology,** 79, 1 14-123.

Leake, B. E.; Schumacher, J. C.; Smith, D. C.; Ungaretti, L.; Whittaker, E. J. W.; Youzhi, G. 1997. **Nomenclature of amphiboles.** European Journal of Mineralogy, Stuttgart, v. 9, p. 623-651.

Mehnert, K. R. 1968. **Migmatites and the Origin of Granitic Rocks.** Elsevier Publishing Company, Amsterdam, London, New York.

Miller, H.G. & Singh V. 1994. **Potential Field Tilt – a new concept for location of potential field sources.** Journal of Applied Geophysics, 32: 213–217.

Miller, H.G. & Singh V. 1994. **Potential Field Tilt – a new concept for location of potential field sources.** Journal of Applied Geophysics, 32: 213–217.

Minty, B.R.S. 1991. **Simple micro-levelling for aeromagnetic data.** Exploration Geophysics, 22: 591–592.

Minty, B.R.S. 1991. **Simple micro-levelling for aeromagnetic data.** Exploration Geophysics, 22: 591–592.

MORIMOTO, N. 1988. **Nomenclature of pyroxenes**. American Mineralogist, Lancaster, v. 73, p. 1123-1133.

Perchuk, L. L.; Lavrent'eva, W. 1983. **Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite**. In: Saxena, S. K. ed. **Kinetics and equilibrium in mineral reactions**. New York, Springer. Pp. 199-239.

Puhan, D. & Johannes, W. 1974. Experimentelle Untersuchung der Reaktion Dolomit + Kalifeldspat + H<sub>2</sub>O = Phogopit + Calcite + CO<sub>2</sub>. Contr Miner Petrol 48:23 – 31.

Rapp, R. P., and E. B. Watson, **Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: Implications for continental growth and crust-mantle recycling**, J. Petrol., in press, 1995

Richard, L.R. 1995. **MINPET - Mineralogical and petrological data processing system. Minpet for Windows, version 2.02.**

Richard, L.R. 1995. **MINPET - Mineralogical and petrological data processing system. Minpet for Windows, version 2.02.**

Roest, W.R., Verhoef, J. & Pilkington, M. 1992. **Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal**. Geophysics, 57(1): 116–125.

Roest, W.R., Verhoef, J. & Pilkington, M. 1992. **Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal**. Geophysics, 57(1): 116–125.

Rushmer, T. 1993. **Experimental high-pressure granulites — some applications to natural mafic xenolith suites and Archean granulite terranes**. Geology, 21 : 411–414. doi:10.1130/0091-7613(1993)021<0411:EHPGSA>2.3.CO;2.

Santos, E. J., 1968. **Contribuição ao Estudo da Geologia da Quadricula de Açu**. Recife, Sudene/Divisão de Geologia, (Sudene, Geol. Reg., 6), p.91.

Schmidt, M.W. 1992. **Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer**. Contributions to Mineralogy and Petrology, 110, 304-310.

SEN C. & DUNN T. 1994. **Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0 GPa: implications for the origin of adakites**. Contributions to Mineralogy and Petrology 117, 394–409.

Sen, C. Dunn, T (1993). **Experimental production of modally meta-somatized mantle**. Geol Assoc Can/Mineral Assoc Can Prog Abstr 18:A-95

Souza, Z.S.; Vasconcelos, P.M.; Nascimento, M.A.L.; Silveira, F. V.; Paiva, H.S.; Dias, L.G.S.; Thiede, D.; Carmo, I.O., 2003. **<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar Geochronology of Mesozoic and**

**Cenozoic Magmatism in NE Brazil.** IV Simpósio Sul-Americano de Geologia Isotópica, Salvador-BA.

Thompson, A. B. 1976. **Mineral reactions in pelitic rocks: II. Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations.** American Journal of Science, 276:401-454.

Van Schmus W. R., Brito Neves B. B., Hackspacher P.C., Babinski M. 1995. **U/Pb and Sm/Nd geochronological studies of the eastern Borborema Province, northeastern Brazil: initial conclusions.** Journal of South America Earth Sciences, 8 (3/4): 267-288.

Vasconcellos, R.M., Metelo, M.J., Motta, A.C. & Gomes, R.D. 1994. **Geofísica em levantamentos geológicos no Brasil,** CPRM, Rio de Janeiro, 165 pp.

Vasconcellos, R.M., Metelo, M.J., Motta, A.C. & Gomes, R.D. 1994. **Geofísica em levantamentos geológicos no Brasil,** CPRM, Rio de Janeiro, 165 pp

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

Wolf, M. B., and P. J. Wyllie, **Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar: The effects of temperature and time,** Contrib. Mineral. Petrol., 115, 369-383, 1994.

Wolf, M. B., and P. J. Wyllie, **Dehydration-melting of solid amphibolite at 10 kbar: Textural development, liquid interconnectivity and applications to the segregation of magmas,** Mineral. Petrol., 44, 151- 179, 1991.