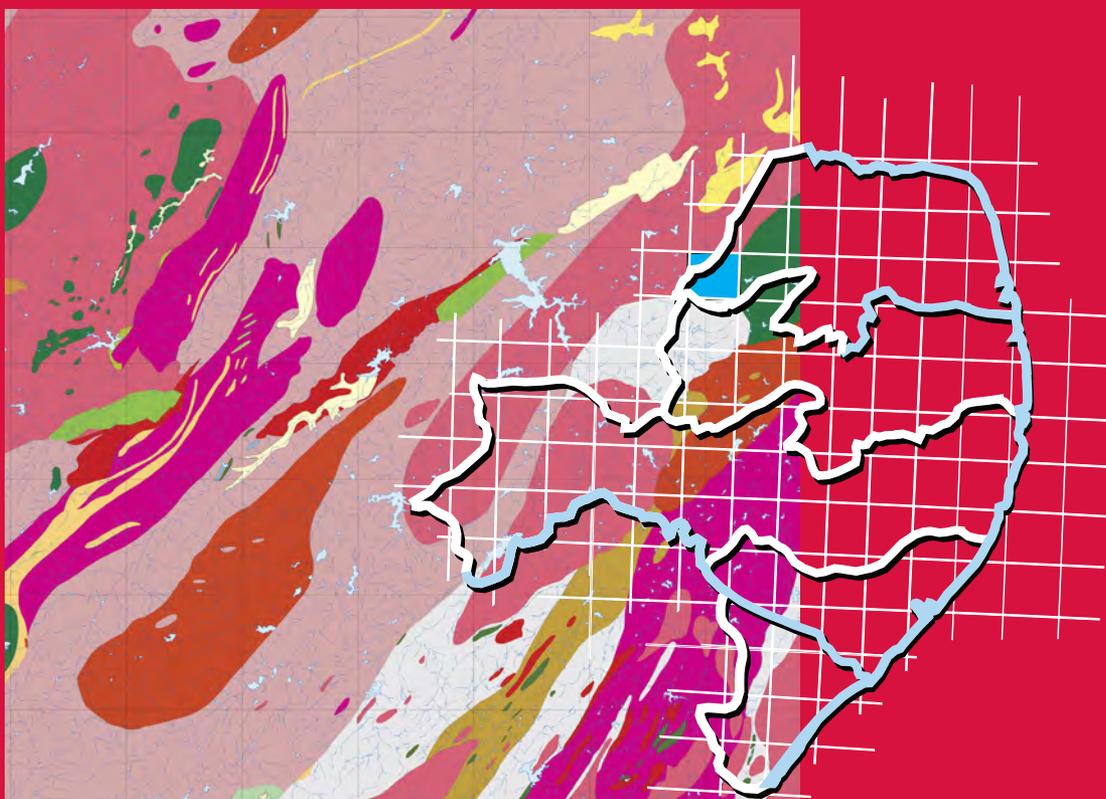


Programa Geologia do Brasil
Levantamentos Geológicos Básicos

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS **DA FOLHA PAU DOS FERROS*** **SB.24-Z-A-II**



Escala: 1:100.000
2017

*** PARCERIA COM A UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE – UFRN**

 **CPRM**
Serviço Geológico do Brasil

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL
SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM
DIRETORIA DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE RECIFE

Programa Geologia do Brasil

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA
FOLHA PAU DOS FERROS*
SB.24-Z-A-II

Escala 1:100.000

ESTADO DO RIO GRANDE DO NORTE

Laércio Cunha de Souza
Jaziel Martins Sá
Jean Michel Legrand
Heitor Neves Maia
Tadeu Ferreira de Melo

Wendell Gomes Magalhães
Williame Medeiros Cocentino
Cristiane Paulino de Menezes
Rafael Fillippi

* Parceria com



Contrato Nº 059/PR/2008



Recife
2017

PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL – PGB
INTEGRAÇÃO, ATUALIZAÇÃO E DIFUSÃO DE DADOS DA GEOLOGIA DO BRASIL

CPRM - SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE RECIFE
AV. SUL, 2291 – BAIRRO AFOGADOS
RECIFE – PE – 50.770-011
FAX: (81) 3216-1400
TEL: (81) 3316-1403
HTTP://WWW.CPRM.GOV.BR
BIBLIOTECARE@CPRM.GOV.BR

Souza, Laécio Cunha de (Org.)

Geologia e Recursos Minerais da Folha Pau dos Ferros SB.24-Z-A-II Escala 1:100.000.
Estados do Rio Grande do Norte. / Laécio Cunha de Souza [et al.]. - Recife: CPRM - Serviço
Geológico do Brasil / Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 2014.

N.P il. + mapas

ISBN 978-85-7499-315-7

Programa Geologia do Brasil - PGB. Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.

1. Geologia Regional 2. Mapeamento Geológico. 3. SIG 4. Brasil 5. Rio Grande do Norte I.
Sá, Jaziel Martins. II. Legrand, Jean Michel. III. Maia, Heitor Neves. IV. Melo, Tadeu Ferreira
de V. Magalhães, Wendell Gomes. VI. Cocontino, Willame Medeiros. VII. Menezes, Cristiane
Paulino de VIII. Fillippi, Rafael IX. Título

CDD 558.132

Ficha catalográfica elaborada na CPRM-RE por
Bibl. Dalvanise da Rocha S. Bezeril

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM

DIRETORIA DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE RECIFE

Programa Geologia do Brasil

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA PAU DOS FERROS

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA

Fernando Coelho Filho
Ministro de Estado

SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL

Vicente Lôbo
Secretário

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM

Eduardo Jorge Ledsham
Diretor-Presidente

José Carlos Garcia Ferreira
Diretor de Geologia e Recursos Minerais

Stênio Petrovich Pereira
Diretor de Hidrologia e Gestão Territorial

Esteves Pedro Colnago
Diretor de Relações Institucionais e Desenvolvimento

José Carlos Garcia Ferreira (interino)
Diretor de Administração e Finanças

Reginaldo Alves dos Santos
Chefe do Departamento de Geologia

Edilton José dos Santos
Chefe da Divisão de Geologia Básica

Patricia Duringer Jacques
Chefe da Divisão de Geoprocessamento

Marília Santos Salinas do Rosário
Chefe da Divisão de Cartografia

José Márcio Henriques Soares (interino)
Chefe do Departamento de Relações Institucionais e Divulgação

José Márcio Henriques Soares
Chefe da Divisão de Marketing e Divulgação

SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE RECIFE

Sérgio Maurício Coutinho Corrêa de Oliveira
Superintendente Regional

Ana Cláudia de Aguiar Accioly
Gerente de Geologia e Recursos Minerais

Douglas Silva Luna
Gerente de Relações Institucionais e Desenvolvimento

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE

Angela Maria Paiva Cruz
Reitora

Heitor Neves Maia
Chefe do Departamento de Geologia

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL
SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM

DIRETORIA DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE RECIFE

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA PAU DOS FERROS

CRÉDITOS DE AUTORIA DO RELATÓRIO

Capítulo 1 - INTRODUÇÃO	Capítulo 4 – GEOLOGIA ESTRUTURAL E METAMORFISMO	Jaziel Martins Sá
Laécio Cunha de Souza	Laécio Cunha de Souza	Jean Michel Legrand
Jaziel Martins Sá	Jaziel Martins Sá	Heitor Neves Maia
Jean Michel Legrand	Jean Michel Legrand	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS
Heitor Neves Maia	Heitor Neves Maia	Laécio Cunha de Souza
Capítulo 2 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	Capítulo 5 – GEOCRONOLOGIA	Jaziel Martins Sá
Laécio Cunha de Souza	Jaziel Martins Sá	Jean Michel Legrand
Heitor Neves Maia	Laécio Cunha de Souza	Heitor Neves Maia
Jaziel Martins Sá	Jean Michel Legrand	Tadeu Ferreira de Melo
Jean Michel Legrand	Heitor Neves Maia	Wendell Gomes Magalhães
Capítulo 3 – LITOESTRATIGRAFIA	Capítulo 6 - RECURSOS MINERAIS	Williame Medeiros Cocentino
Laécio Cunha de Souza, Jaziel Martins Sá	Laécio Cunha de Souza	Cristiane Paulino de Menezes
Jean Michel Legrand	Heitor Neves Maia	Rafael Fillippi
Heitor Neves Maia	Jaziel Martins Sá	SÚMULA DOS DADOS FÍSICOS
Tadeu Ferreira de Melo	Jean Michel Legrand	Laécio Cunha de Souza
Wendell Gomes Magalhães	Tadeu Ferreira de Melo	Heitor Neves Maia
Williame Medeiros Cocentino	Capítulo 7 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	Jaziel Martins Sá
Cristiane Paulino de Menezes	Laécio Cunha de Souza	Jean Michel Legrand
Rafael Fillippi		

APOIO TÉCNICO DA CPRM

Adeilson Alves Wanderley	<i>Superintendência Regional de Recife</i>
Edilton José dos Santos	Sérgio Maurício Coutinho Corrêa de Oliveira
José Wilson de Castro Temoteo	<i>Gerencia de Geologia e Recursos Minerais</i>
Patrícia Durringer Jacques	Ana Cláudia Aguiar Accioly
Reginaldo Alves dos Santos	<i>Coordenação de Revisão Bibliográfica</i>
Vladimir Cruz de Medeiros	Roberta Pereira da Silva de Paula
<i>Responsável pelo Contrato</i>	<i>Organização e Controle da Edição Final</i>
Luiz Carlos da Silva	Alan Düssel Schiros
	Washington José Ferreira Santos

EQUIPE TÉCNICA DA UFRN - DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

<i>Responsável Técnico</i>	<i>Curso de Graduação em Geologia - UFRN</i>
Laécio Cunha de Souza	Cristiane Paulino de Menezes
Jaziel Martins Sá	Tadeu Ferreira de Melo
Jean Michel Legrand	Wendell Gomes Magalhães
Heitor Neves Maia	Williame Medeiros Cocentino
<i>Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica - UFRN</i>	Rafael Rabelo Fillippi
Jaziel Martins Sá	

Editoração para publicação
UNIKA Editora

EDIÇÃO DO PRODUTO DIGITAL

Diretoria de Relações Institucionais e Desenvolvimento
Departamento de Relações Institucionais e Divulgação – DERID - José Márcio Henriques Soares (interino)
Divisão de Marketing e Divulgação – DIMARK - José Márcio Henriques Soares
Divisão de Geoprocessamento – DIGEOP/SA - Reginaldo Leão Neto – SIG/GEOBANK

APRESENTAÇÃO

O Programa Geologia do Brasil (PGB), desenvolvido pela CPRM - Serviço Geológico do Brasil é responsável pela retomada em larga escala dos levantamentos geológicos básicos do país. Este programa tem por objetivo a ampliação acelerada do conhecimento geológico do território brasileiro, fornecendo subsídios para mais investimentos em pesquisa mineral e para a criação de novos empreendimentos mineiros, com a consequente geração de oportunidades de emprego e renda. Além disso, os dados obtidos no âmbito desse programa também são aplicados em programas de águas subterrâneas, gestão territorial e em outras atividades de interesse social. Destaca-se, entre as ações mais importantes e inovadoras desse programa, a estratégia de implementação de parcerias com grupos de pesquisa de universidades públicas brasileiras, em trabalhos de cartografia geológica básica na escala 1:100.000. Trata-se de uma experiência que, embora de rotina em outros países, foi de caráter pioneiro no Brasil, representando uma importante quebra de paradigmas para as instituições envolvidas. Essa parceria representa assim, uma nova modalidade de interação com outros setores de geração de conhecimento geológico, à medida que abre espaço para a atuação de professores, em geral líderes de grupos de pesquisa, os quais respondem diretamente pela qualidade do trabalho e possibilitam a inserção de outros membros do universo acadêmico.

Esses grupos incluem também diversos pesquisadores associados, bolsistas de doutorado e mestrado, recém-doutores, bolsistas de graduação, estudantes em programas de iniciação científica, dentre outros. A sinergia resultante da interação entre essa considerável parcela do conhecimento acadêmico nacional com a excelência em cartografia geológica praticada pelo Serviço Geológico do Brasil (SGB) resulta em um enriquecedor processo de produção de conhecimento geológico que beneficia não apenas a academia e o SGB, mas à toda a comunidade geocientífica e à indústria mineral.

Os resultados obtidos mostram um importante avanço, tanto na cartografia geológica quanto no estudo da potencialidade mineral e do conhecimento territorial em amplas áreas do território nacional. O refinamento da cartografia, na escala adotada, fornece aos potenciais usuários, uma ferramenta básica, indispensável aos futuros trabalhos de exploração mineral ou aqueles relacionados à gestão ambiental e à avaliação de potencialidades hídricas, dentre outros.

Além disso, o projeto foi totalmente desenvolvido em ambiente SIG e vinculado ao Banco de Dados Geológicos da CPRM (GEOBANK), incorporando o que existe de mais atualizado em técnicas de geoprocessamento aplicado à cartografia geológica e que encontra-se também disponível no Portal da CPRM - www.cprm.gov.br.

Esse volume contém a Nota Explicativa da Folha Pau dos Ferros (SB-24-Z-A-II), juntamente com o Mapa Geológico na escala 1:100.000 em ambiente SIG, executado pela UFRN, através do Contrato CPRM-UFRN No 059/PR/08.

EDUARDO JORGE LEDSHAM
Diretor - Presidente
Serviço Geológico do Brasil - CPRM

JOSÉ CARLOS GARCIA FERREIRA
Diretor de Geologia e Recursos Minerais
Serviço Geológico do Brasil - CPRM

RESUMO

A Folha Pau dos Ferros está situada entre as latitudes 06°00' e 06°30' S e as longitudes 38°00' e 38°30' W, no extremo oeste Rio Grande do Norte englobando parte dos estados do Ceará e da Paraíba. A cartografia geológica associada aos dados geocronológicos (U/Pb, Pb/Pb, Sm/Nd) têm evidenciado dois domínios gnáissico-migmatíticos, riacianos, denominados de complexos Jaguaretama e Caicó, essencialmente ortoderivados e separados pela Zona de Cisalhamento Portalegre. O Complexo Jaguaretama é intrudido pelos ortognaisses estaterianos da suíte Serra do Deserto, sobre a qual repousa os restritos metassedimentos paleoproterozoicos do Grupo São José. No Complexo Caicó se destacam as intrusões dos ortognaisses augen, riacianos superiores a orosirianos, da Suíte Poço da Cruz. Esses dois domínios são fortemente afetados pela tectônica brasiliana, sob metamorfismo de fácies xisto verde a anfibolito superior, com volumoso aporte magmático diorítico a granítico, além de freqüentes alojamentos de corpos pegmatíticos durante o Neoproterozoico. As estruturas dúcteis brasilianas foram reativadas no Mesozoico, tendo estas reativações sido responsáveis pela formação de sistemas de grabens gerando as estreitas e rasas bacias sedimentares de Rafael Fernandes, Coronel João Pessoa e Rio do Peixe, assoreadas principalmente por conglomerados e arenitos, com intercalações síltico-argilosas. Os recursos minerais se destacam pelas mineralizações de berilo e feldspatos associados aos pegmatitos e esmeraldas encaixadas em rochas miloníticas associadas à venulações pegmatíticas, especialmente na porção sudeste da Folha, nos municípios de Paraná, Alexandria (RN) e adjacências. Outrossim, também é destaque as ocorrências de ouro associadas às rochas metamórficas e miloníticas (quartzitos tectono-hidrotermais) afetando os ortognaisses da Suíte Serra do Deserto, na porção oeste da Folha, ao longo da Serra do Encanto. Enfim, a Folha Pau dos Ferros encerra representantes litológicos de quase todos os períodos geológicos, fato pouco comum nas demais folhas geológicas 1:100.000 no nosso país.

ABSTRACT

The Pau dos Ferros geological map is located between latitudes 06°00' and 06°30'S and longitudes 38°00' and 38°30'W, in the western of Rio Grande do Norte encompassing part of the Ceará and Paraíba states. The geological mapping associated with geochronological U-Pb and Sm-Nd data have evidenced two rhyacian geological terranes separated by the Portalegre Shear Zone, the so called Jaguaratama and Caicó Basement Complexes, being also represented by banded gneisses, orthogneisses and migmatites. The Jaguaratama Complex, in the western part of Portalegre Shear Zone, is intruded by Statherian orthogneisses of the Serra do Deserto Suite, on which rest Paleoproterozoic metasediments of the São José Group. In the Caicó Complex, in the eastern part, stand out the intrusions of Superior Rhyacian to Orosirian augen orthogneisses of the Poço da Cruz Suite. These two Domains are strongly affected by Brasiliano tectonic events, on greenschist to superior amphibolite facies, with important contribution of dioritic and granitic magmatism, besides emplacement of pegmatite bodies during later Neoproterozoic times. The ductile Brasiliano structures were reactivated in the Mesozoic period, which were responsible by the formation of grabens generating the narrow Rafael Fernandes, Coronel João Pessoa and Rio do Peixe sedimentary basins. These basins are mainly represented by conglomerates and sandstones, including silt and clay intercalations. Mineral resources are highlighted by beryl and feldspar mineralizations associated to pegmatites, besides emeralds in mylonitic rocks associated with pegmatitic veins, which occur mainly close to Paraná and Alexandria towns in the southeastern portion of the geological map. Gold occurrences are also featured associated with mylonitic rocks on orthogneisses from Serra do Deserto Suite, producing tectono-hydrothermal quartzites along the Serra do Encanto ridge.

SUMÁRIO

1 – INTRODUÇÃO	15
1.1 - APRESENTAÇÃO	15
1.2 - ASPECTOS FISIAGRÁFICOS	15
1.3 - ASPECTOS SÓCIO-ECONÔMICOS	16
2 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	19
2.1 - EMBASAMENTO E SUPRACRUSTAIS	19
2.2 - MAGMATISMO NEOPROTEROZOICO	22
2.2.1 - Suíte intrusiva São João do Sabugi	22
2.2.2 - Suíte intrusiva Itaporanga	22
2.2.3 - Suíte intrusiva Dona Inês	23
2.2.4 - Suíte intrusiva Catingueira	23
2.2.5 - Suíte intrusiva Umarizal	23
2.3 - QUARTZITOS TECTÔNICOS	23
2.4 - BACIAS SEDIMENTARES CRETÁCEAS	23
2.4.1 - Bacia Potiguar	24
2.4.2 - Bacia Rio do Peixe	26
2.5 - MAGMATISMO FANEROZOICO	26
3 – LITOESTRATIGRAFIA	27
3.1 - INTRODUÇÃO	27
3.2 - UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	27
3.2.1 - Complexo Jaguaretama (PP2j)	29
3.2.2 - Complexo Caicó	34
3.2.3 - Suíte Poço da Cruz (PP3γpc e PP3δpc)	40
3.2.4 - Biotita gnaisse xistoso e anfibolitos do Grupo Serra de São José	40
3.2.5 - Suíte Serra do Deserto	44
3.2.6 - Granitoides neoproterozoicos	45
3.2.7 - Rochas miloníticas	55
3.2.8 - Pegmatitos	60
3.2.9 - Magmatismo Rio Ceará-Mirim	60
3.2.10 - Sedimentos mesozoicos	62
3.2.11 - Sedimentos cenozoicos	62
4 – GEOLOGIA ESTRUTURAL E METAMORFISMO	65
4.1 - INTRODUÇÃO	65
4.2 - EVENTO DEFORMACIONAL/METAMÓRFICO (D ₁ /M ₁)	65
4.3 - EVENTO DEFORMACIONAL/METAMÓRFICO (D ₂ /M ₂)	66
4.4 - EVENTO DEFORMACIONAL/METAMÓRFICO (D ₃ /M ₃)	68
4.5 - EVENTO DEFORMACIONAL RÚPTIL (D ₄)	78
5 – GEOCRONOLOGIA	81
5.1 - ANÁLISES U-Pb	81
5.2 - ANÁLISES SM-Nd	81

6 – RECURSOS MINERAIS	87
6.1 - INTRODUÇÃO.....	87
6.2 - CLASSIFICAÇÃO METALOGENÉTICA.....	87
6.3 - OCORRÊNCIAS MINERAIS.....	87
6.3.1 - Água Marinha.....	88
6.3.2 - Esmeralda	89
6.3.3 - Ametista	90
6.3.4 - Ouro	90
6.3.5 - Rocha ornamental	91
6.3.6 - Feldspato e caulim.....	92
6.3.7 - Agregados para construção civil	92
6.3.8 - Argila para cerâmica vermelha.....	92
7 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	97
7.1 - CONCLUSÕES.....	97
7.2 - RECOMENDAÇÕES	99
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	101
SÚMULA DOS DADOS FÍSICOS	107

**GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS
DA FOLHA PAU DOS FERROS
SB.24-Z-A-II**

ESTADO DO RIO GRANDE DO NORTE

1 – INTRODUÇÃO

1.1 - APRESENTAÇÃO

O texto explicativo é concernente à fase final do Programa Geologia do Brasil, referente ao convênio firmado entre o Ministério das Minas e Energia/ Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais e a Universidade Federal do Rio Grande do Norte, intermediada pela Fundação Northeriogrاندense de Pesquisa e Cultura do Rio Grande do Norte (FUNPEC), contrato 059/PR/2008. O objeto de estudo corresponde ao mapeamento geológico na escala 1:100.000 da Folha Pau dos Ferros (SB24-Z-A-II).

A Folha Pau dos Ferros está situada no extremo oeste do Rio Grande do Norte, abrangendo parte dos estados do Ceará e da Paraíba, entre as latitudes 06°00' e 06°30' S e as longitudes 38°00' e 38°30' W (Figura 1.1), onde já existe uma base de conhecimento geológico destacando-se o mapeamento geológico na escala 1:250.000 efetuado por Cavalcante (1999) e Angelim *et al.* (2006). Ressaltam-se também as várias atividades de graduação e pesquisa realizadas pelo quadro de pesquisadores do Departamento de Geologia da UFRN. Nestas atividades estão incluídas estudos específicos de tectônica frágil em algumas áreas, delimitação de pequenas bacias interiores e estudos de traços de fissão, entre outros. Neste contexto, os trabalhos desenvolvidos no início da década de 80 realizados pelo Departamento/Curso de Geologia

da UFRN cobrem parte desta Folha (Souza, 1981; Lira, 1981; Rego, 1981; Medeiros Neto, 1981a, b; Sena de Sá, 1981; Oliveira, 1982; Souza, 1982 e Carvalho, 1982), foram sumarizados por Jardim de Sá *et al.* (1981), os quais envolveram cartografia geológica, relações estratigráficas e evolução tectônica e metamórfica (Figura 1.2). Os resultados destas atividades tiveram papel fundamental, embora não possuindo dados digitais de localização de afloramentos, servindo de base para os novos levantamentos geológicos da região, tais como cartografia geológica do estado do Rio Grande do Norte e geocronologia (Angelim *et al.*, 2006).

Em seguida, esboça-se uma sucinta revisão dos conhecimentos prévios relativos à Folha em questão, envolvendo o arcabouço geológico regional, unidades litoestratigráficas, feições estruturais, metamórficas e geocronológicas, além de comentários sobre os recursos minerais.

1.2 - ASPECTOS FISIAGRÁFICOS

A região estudada apresenta clima tropical semi-árido, sendo localmente sub-úmido na região de Luís Gomes, São Miguel e Doutor Severiano (RN). A vegetação dominante é a caatinga hiperxerófila caracterizada por cactáceas e plantas de porte mais baixo e espalhada, com trechos de floresta caducifolia distinguida como uma vegetação com

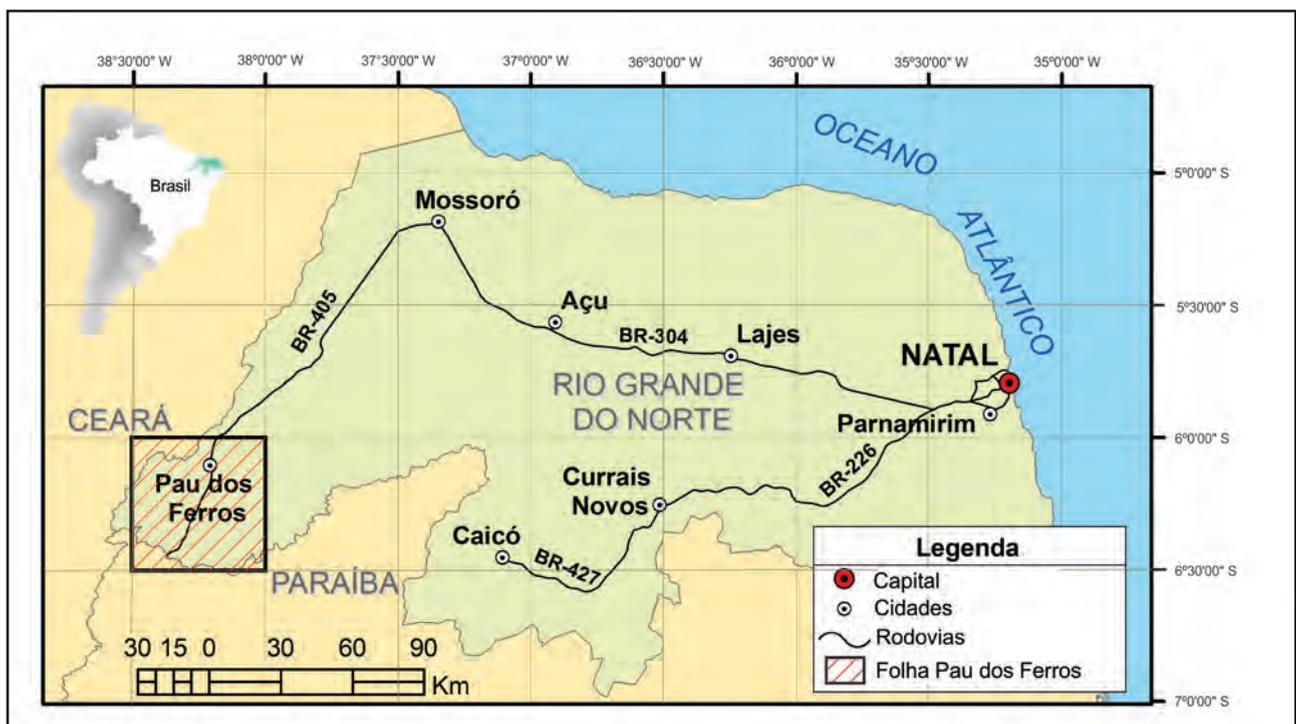


Figura 1.1 – Mapa com a localização e vias de acesso da Folha Pau dos Ferros (área delimitada pelo quadrado em preto).

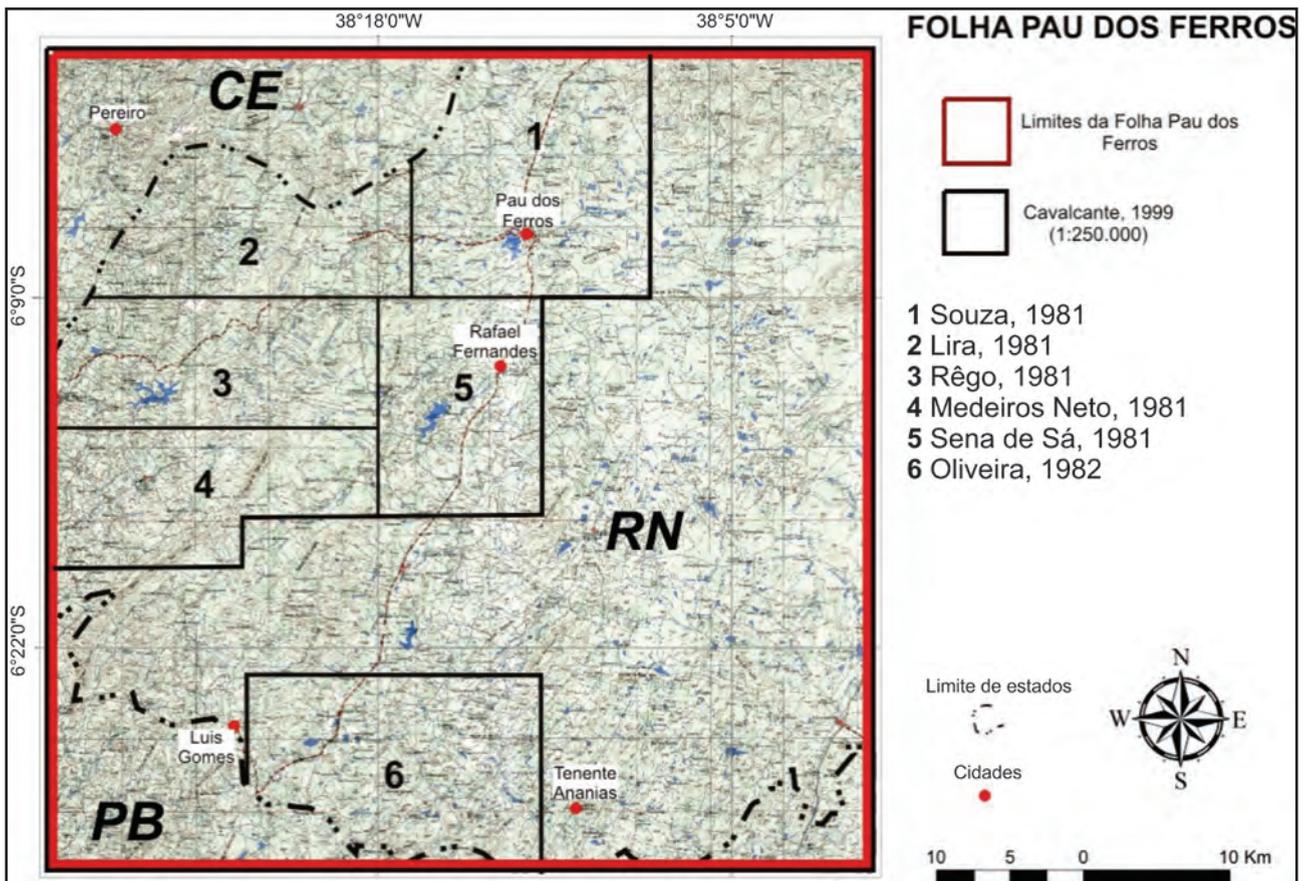


Figura 1.2 – Mapa de localização das áreas previamente cartografadas na Folha Pau dos Ferros.

espécies e folhas caducas que caem no período mais seco (Beltrão *et al*, 2005a, b, c, d, e) (Figura 1.3a, b).

A geomorfologia da região é caracterizada por duas feições: (1) a depressão sertaneja e (2) o planalto da Borborema. A depressão sertaneja é distinguida por uma superfície de pediplanação monótona, predominando um relevo suave a ondulado, cortada por vales estreitos com vertentes dissecadas (Figura 1.3c). Neste contexto os complexos de embasamento Caicó e Jaguaratama são o substrato geológico. O planalto da Borborema tem como características principais elevações residuais, cristas alongadas, serras e picos mais altos, formados por litologias mais resistentes a erosão (Figura 1.3d). Este planalto forma as principais serras da região, como as serra de São José, das Almas, do Castelo e do Cantinho entre Poço Dantas/PB - Venha Ver/RN – Encanto/RN e Ererê/CE; as serras do Desterro, dos Cachimbos, do Croata e do Camelo na região de Luís Gomes e as serras Negra e do Panati entre José da Penha/RN e Tenente Ananias/RN (Beltrão *et al*, 2005b e Beltrão *et al*, 2005d). Neste contexto se destacam os corpos granitoides e os quartzitos miloníticos.

Os solos da região são predominantemente argilossolos, luvisolos e podzólicos vermelhos, amarelos. O argilossolo é caracterizado por um aumento de argila do horizonte A para o horizonte B, de coloração acinzentada e avermelhada. O luvisolo apresenta profundidades medianas e é distinguido

pelo horizonte B abaixo do fraco a moderado horizonte A ou horizonte E. As argilas podem mostrar fendas neste tipo de solo (Monteiro Filho, 2009). Os podzólicos apresentam fertilidade alta, bem drenados e relevo suave a ondulados principalmente no município de Pau dos Ferros e arredores (Beltrão *et al*, 2005e).

Os rios da região estudada pertencem as bacias hidrográficas Apodi-Mossoró e Rio-Piranhas. A rede de drenagem é representada principalmente pelos riachos Encanto e Santana afluentes do rio Apodi, este sendo o principal tributário da bacia Apodi-Mossoró. Os açudes importantes da região são os açudes Jesus, Maria e José; público de Angicos; público de Bananeira e Marcelino Vieira, açude Flexas em José da Penha, açude Santana a leste de Água Nova, açude de Pau dos Ferros (público 25 de Março) e os açudes Encanto e público de Bonito em São Miguel (Beltrão *et al*, 2005a e Beltrão *et al*, 2005c).

1.3 - ASPECTOS SÓCIO-ECONÔMICOS

As atividades econômicas no contexto da Folha Pau dos Ferros envolvem a agricultura, pecuária, as restritas atividades mineiras, além do comércio movido principalmente pela economia oriunda do funcionalismo público lotado nas prefeituras e os recursos decorrentes de aposentadorias e do bolsa



Figura 1.3 – Exemplos de alguns aspectos fisiográficos da Folha: (a) caatinga hiperxerófitica na encosta da serra de Poço Dantas; (b) floresta caducifolia na serra do croata; (c) depressão sertaneja monótona encontrando-se com planalto da Borborema na serra do Camelo e (d) planalto da Borborema na Serra de São José com cristas alongadas e elevações residuais.

família. Neste contexto, Pau dos Ferros se destaca como o principal pólo comercial da Folha homônima.

As atividades mineiras envolvem especialmente no domínio da cerâmica vermelha com a produção de telhas e tijolos, além da produção de brita e paralelepípedos. No domínio das gemas (p. ex. berilo, esmeralda e ametista) e ouro é um setor próximo do abandono e merecem incentivos. Os dados analíticos deste último apresentados por Paiva *et al.* (1988) não são animadores.

A agricultura é principalmente de subsistência ou agricultura familiar envolvendo principalmente a produção de feijão, milho e mais raramente o algodão arbóreo.

A pecuária é representada principalmente pelos rebanhos de bovinos, suínos, caprinos e ovinos, e em menores proporções de muars. Os principais produtos de origem animal são as carnes bovina, caprina, e em menor expressão as suínas e ovinas. A produção de leite é predominantemente de origem bovina.

2 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 - EMBASAMENTO E SUPRACRUSTAIS

A Província Borborema (PB) abrange grande parte do Nordeste do Brasil (Almeida *et al.*, 1977), sendo limitada geologicamente a sul pelo Cráton São Francisco, a oeste pelos sedimentos paleozoicos da Bacia do Parnaíba, e a norte e a leste por rochas sedimentares meso-cenozoicas. A PB registra intensa atividade orogênica no fim do Neoproterozoico (orogênese brasileira), causada pela colisão entre os crátons do Oeste Africano/São Luís e São Francisco/Congo-Kasai (Jardim de Sá, 1994; Brito Neves *et al.*, 2000). Assim, a Província Borborema envolveu a colagem de diversos blocos crustais arqueanos a paleoproterozoicos (Brito Neves *et al.*, 2000) constituindo o embasamento representado por granulitos, migmatitos e ortognaisses (Dantas, 1997; Souza *et al.*, 2007; Hollanda *et al.*, 2011). Sobre este embasamento encontram-se cinturões de rochas metasupracrustais de fácies xisto verde a granulito e de idades paleoproterozoica a neoproterozoica. Esses blocos crustais estão bordejados por espessas zonas de cisalhamento transcorrentes ou transcorrente-transpressivas e contracionais geradas ao longo do ciclo brasileiro. Associado aos cisalhamentos aparece um volumoso plutonismo neoproterozoico predominantemente granítico, com dioritos e gabros subordinados.

A Província Borborema foi dividida em três domínios tectônicos principais: (a) Domínio Norte, a norte da zona de cisalhamento Patos, (b) Domínio Central entre as zonas de cisalhamento Patos a norte e a zona de cisalhamento Pernambuco a sul, e (c) Domínio Sul entre a zona de cisalhamento Pernambuco e o Cráton do São Francisco, conforme dados de U-Pb e Sm-Nd (Van Schmus *et al.*, 1995; Van Schmus *et al.*, 1997). Para Brito Neves *et al.* (2000), a Subprovíncia Setentrional pode ser dividida ainda nos domínios Médio Coreau, Ceará Central e Rio Grande do Norte. Este último também foi subdividido nos terrenos São José do Campestre, Faixa Seridó, Rio Piranhas e Jaguaribe-Oeste Potiguar, sendo neste último terreno onde a área do presente estudo está localizada. Subsequentemente, àqueles domínios (Norte, Central e Sul) foram renomeados por Delgado *et al.* (2003) para as respectivas subprovíncias Setentrional, Zona Transversal e Meridional (Figura 2.1). Neste contexto, a Subprovíncia Setentrional contempla as entidades tectonoestruturais como seguem: (1) Domínio Jaguaribeano, (2) Domínio Rio Piranhas – Seridó e (3) Domínio São José de Campestre (Figura 2.2).

O primeiro inclui as faixas Orós e Jaguaribe (Sá *et al.*, 1988; Sá *et al.*, 1994; Jardim de Sá, 1994). A faixa Orós, tipo *rifte* e monocíclica, é composta por

um conjunto de metaplutônicas, metavulcânicas e metassedimentos com idade U/Pb em torno de 1,8 Ga (Macedo *et al.*, 1988; Sá, 1991; Cavalcante, 1999), constituindo o Grupo Orós (Braga & Mendonça, 1984). A faixa Jaguaribe, com episódios policíclicos, é predominantemente representada por gnaisses e migmatitos do embasamento – Complexo Jaguaretama com idade paleoproterozoica (Gomes & Vasconcelos, 2000; Ferreira & Santos, 1998) e subordinadamente por faixas monocíclicas de metassedimentos e metavulcânicas (Mendonça & Braga, 1987) constituindo o Grupo Jaguaribe (Cavalcante, 1999). A idade U/Pb em torno de 1,75 Ga em metavulcânicas indicam que esta sequência metavulcanossedimentar é correlata ao Grupo Orós (Figueiredo Filho, 1994).

Supracrustais do Grupo Serra de São José, ocupando a porção leste da Faixa Jaguaribe, são representadas por quartzitos, metaconglomerados, paragnaisses, micaxistos e metavulcânicas (Jardim de Sá *et al.*, 1981; Magini, 2001), sendo consideradas monocíclicas. Idades Pb-Pb de ca. 1,77 Ga nestas metavulcânicas (Cavalcante, 1999) e U-Pb em zircão de ca. 1,67 Ga (Sá, 1991) obtida em ortognaisses *augen* da suite Serra do Deserto (Cavalcante, 1999), considerados anorogênicos, apontam para a deposição cronocorrelata das supracrustais daquele grupo.

O Domínio Rio Piranhas – Seridó corresponde aos terrenos Rio Piranhas e Faixa Seridó ocupando a faixa entre as zonas de cisalhamento Picuí- João Câmara e Portalegre (Brito Neves *et al.*, 2000) e limitando-se a oeste e a leste respectivamente pelos domínios Jaguaribeano e São José de Campestre. Este domínio (Rio Piranhas – Seridó) compreende um embasamento Rio Piranhas e uma cobertura de rochas supracrustais constituindo a Faixa Seridó. Este embasamento, situado predominantemente a oeste da Faixa Seridó, é representado por um conjunto gnáissico-migmatítico do Complexo Caicó (Figura 2.3).

Este complexo é predominantemente composto de ortognaisses migmatizados graníticos a dioríticos cálcio-alcálicos com alto-K, além de anfibolitos subordinados (Hackspacher *et al.*, 1990; Souza *et al.*, 1993, 2008). Estas rochas incluem gnaisses *augen* porfiríticos/porfiroblásticos (suite G1), sendo intrusivas em supracrustais mais antigas, geralmente mal preservadas (Jardim de Sá *et al.*, 1988; Souza *et al.*, 2008). Intercalações de rochas supracrustais em ortognaisses na porção SW da Faixa Seridó, região de Santa Luzia/PB (Figura 2.4), estão descritas por Hollanda *et al.* (2011).

Nesta região os gnaisses bandados alternam bandas máficas (escuras) e félsicas (claras), com

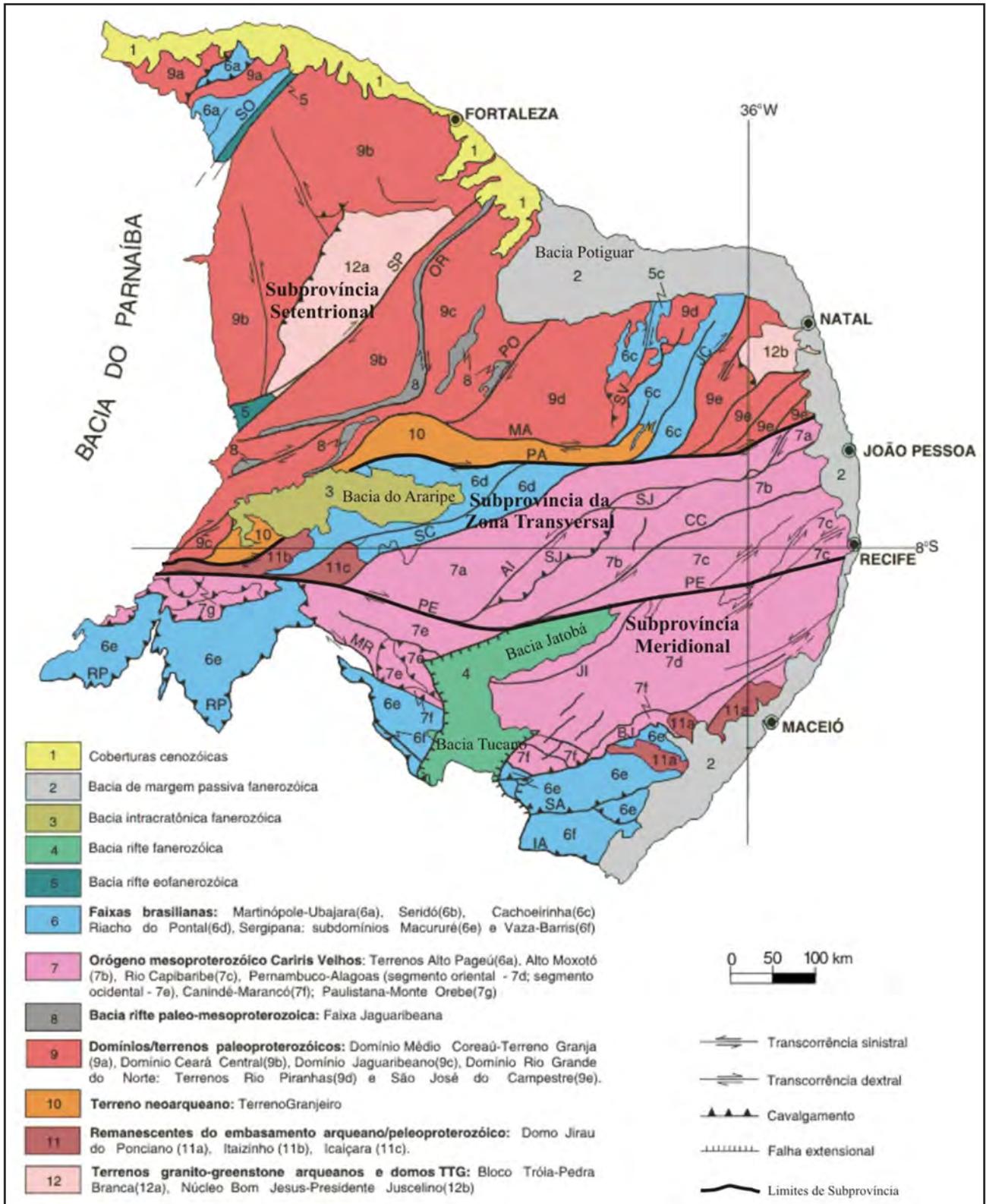


Figura 2.1 – Domínios tectônicos e principais estruturas da Província Borborema. Zonas de cisalhamento: Sobral-Pedro II (SO), Senador Pompeu (SP), Óros-Aiuaba (OR), Portalegre (PO), São Vicente (SV), Picuí-João Câmara (JC), Malta (MA), Serra do Caboclo (SC), Congo-Cruzeiro do Nordeste (CC), Serra de Jabitaca (SJ), Jatobá-Itaíba (JI), Macururé-Riacho Seco (MR), Belo Monte-Jeremoabo (BJ), São Miguel do Aleixo (SA) e Itaporanga (IA); Lineamentos: Patos (PA) e Pernambuco (PE). Nappes da Faixa Riacho de Pontal (RP). Compilado de Delgado et al. (2003).

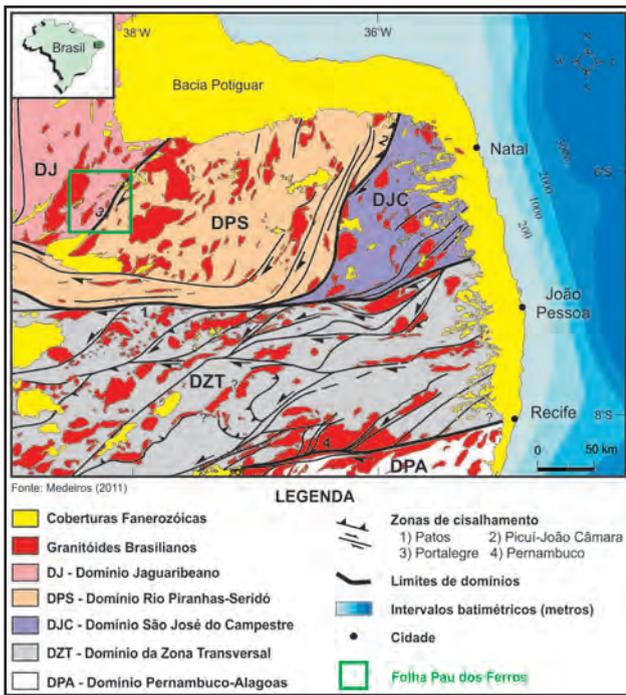


Figura 2.2 – Mapa geológico simplificado dos domínios Jaguaribeano, Rio Piranhas - Seridó, São José do Campestre e Zona Transversal, porção NE da província Borborema. Compilado de Medeiros et al. (2011).

composições correspondendo respectivamente de gabróica a diorítica e granodiorítica a tonalítica, possuindo localmente lentes de mármore, quartzitos, kinzigitos e cálciossilicáticas. Estas unidades são cortadas por *sheets* de ortognaisses *augen* anorogênicos (suíte G2 – Poço da

Cruz) e subordinadamente anfibolitos. Idade paleoproterozoica U/Pb em zircão de ca. 2.4 Ga foi determinada para a banda félsica - granodiorítica a partir de um ortognaisse bandado na região de Santa Luzia (Hollanda *et al.*, 2011). Adicionalmente, os metaleucogabros intrusivos nestes ortognaisses bandados tiveram idade U/Pb SHRIMP em zircão de ca. 2.2 Ga (Hollanda *et al.*, 2011). Considerando a importância do magmatismo da suíte G2 - Poço da Cruz, estes autores usando U/Pb SHRIMP em zircão para um conjunto de *sheets* e plutons, determinaram idades de ca. 2,23, 2,24, 2,27 e 2,17 Ga respectivamente para os corpos de São Rafael, São José do Seridó, Santana do Matos e Antônio Martins. Este magmatismo paleoproterozoico se completa com o plutonismo de Serra Negra representando uma manifestação magmática mais jovens em ca. 1,74 Ga. Assim, estas idades demonstram uma história magmática paleoproterozoica, durante o Riáciano, do complexo de embasamento nos Domínios Rio Piranhas-Seridó e Jaguaribeano e não havendo evidência para episódios tectonometamórficos transamazônicos, por volta de 2,0 Ga, como defendido contrariamente por Macedo *et al.* (1984), Bertrand & Jardim de Sá (1990) e Jardim de Sá *et al.* (1995). Portanto, a atividade magmática no complexo do embasamento Seridó – Jaguaribe se estendeu até o Paleoproterozoico superior - Estateriano (corpo de Serra Negra, 1,74 Ga em U/Pb), onde uma possível acreção crustal seu deu em ca. 2,2 Ga envolvendo retrabalhamento de uma crosta antiga, havendo no Esteteriano fragmentação e rifteamento crustal (Hollanda *et al.*, 2011).

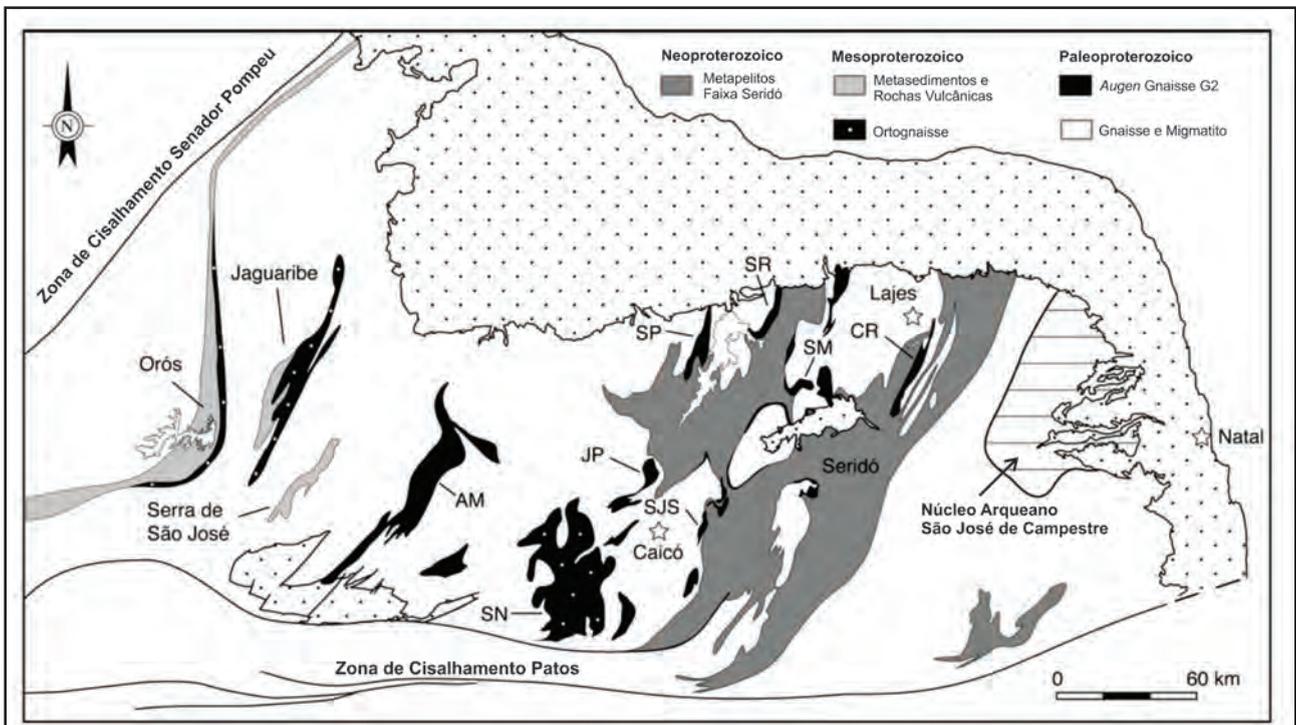


Figura 2.3 – Carta geológica simplificada do Domínio Jaguaribe – Seridó evidenciando plutons de augen gnaisses como segue: SJS – São José do Seridó; SR – São Rafael; SM – Santana do Matos; AM – Antônio Martins; SN – Serra Negra; JP – Jardim de Piranhas; SP – Serra das Pinturas; CR – Cerro Corá (Modificado de Hollanda *et al.*, 2011).

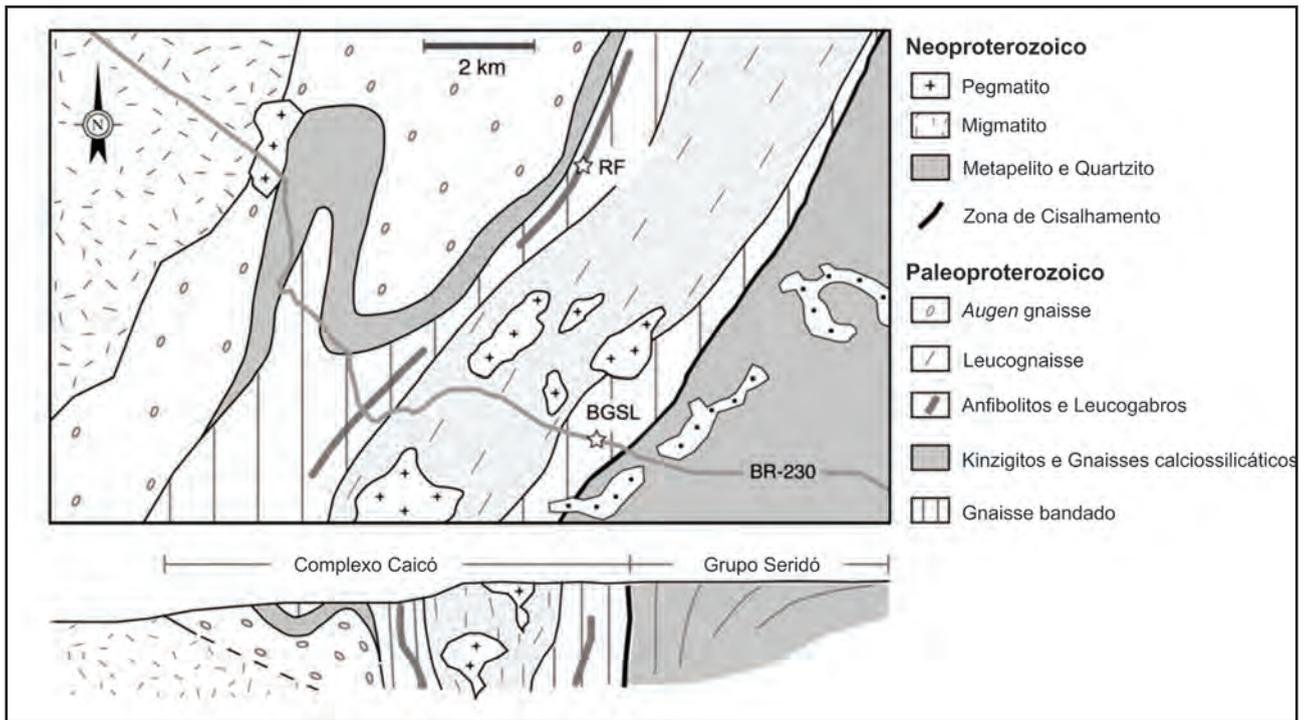


Figura 2.4 – Mapa geológico da região de Santa Luzia/PB e perfil esquemático NW – SE (Modificado de Hollanda et al., 2011).

2.2 - MAGMATISMO NEOPROTEROZOICO

O Neoproterozoico na Província Borborema é marcado pelo expressivo plutonismo brasileiro, em sua maioria com idades U/Pb, variando entre 630-530 Ma (Sá, 1991; Leterrier, et al. 1994; Dantas, 1997; Nascimento et al., 2008; Hollanda et al., 2010; Brito Neves et al., 2003). Estas manifestações magmáticas foram classificadas por Almeida et al. (1967) na subprovíncia da zona transversal, sendo posteriormente estendida para outras suítes em diversos domínios das outras subprovíncias (Setentrional e Meridional). As suítes intrusivas brasileiras foram agrupadas nas Suítes São João do Sabugi, Itaporanga, Dona Inês e Catingueira, consideradas supersuítes sin- a tardiorogênicas, sendo a Umarizal pós-orogênica (Galindo et al., 1993; Angelim et al., 2006; Nascimento et al., 2008; Brito Neves et al., 2003). Em geral, os granitoides estão alojados em zonas de cisalhamento transcorrente/transpressional associados a zonas de cisalhamento transcorrentes exibindo penetrativa foliação com forte mergulho (Brito Neves et al., 2003; Angelim et al., 2006; Nascimento et al., 2008; Hollanda et al., 2010) ou ocupando tramas tangenciais (Jardim de Sá, 1994). Na área estudada encontram-se exemplos de rochas das suítes sin- a tardiorogênicas São João do Sabugi, Itaporanga, Dona Inês e Catingueira.

2.2.1 - Suíte intrusiva São João do Sabugi

Esta suíte distribui-se amplamente no Domínio Rio Piranhas – Seridó, sendo mais rara em outros domínios e associando-se aos granitoides porfíricos da suíte Itaporanga, tais como os corpos de Acari,

Totoró e Cardoso, além do pluton Japi da suíte Catingueira. É representada por gabros, noritos, dioritos, quartzo-dioritos, monzodioritos, monzonito, quartzo-monzonito, contendo biotita e/ou anfibólio e por vezes augita, diopsídio e hiperstênio. Estas rochas são cinza a preta com granulação fina a média, sendo grossa nos termos gabróides, em geral com estrutura isotrópica com orientação nas bordas deformadas (Brito Neves et al., 2003; Angelim et al., 2006; Nascimento, 2008). Leterrier et al. (1994) obtiveram uma idade U-Pb em zircões de 579 ± 7 Ma para dioritos desta suíte intrusiva.

2.2.2 - Suíte intrusiva Itaporanga

Esta suíte constitui um volumoso episódio magmático na Província Borborema, sendo representado por rochas monzograníticas, graníticas a granodioríticas com abundantes fenocristais de feldspato potássico, sin-orogênicas brasileiras, com máficas e intermediárias subordinadas e afinidade cálcio-alcálica de alto potássio (Ferreira & Santos, 1998; Brito Neves et al., 2003; Angelim et al., 2006; Nascimento, 2008), possuindo ampla distribuição na Província Borborema. A denominação de Suíte intrusiva Itaporanga foi utilizada por Kosin et al. (2004) e Angelim et al. (2006). As rochas exibem textura porfírica, grossa a muito grossa constituída por megacristais de K-feldspato atingindo até 10 cm, além de anfibólios ou biotita (Almeida et al., 1967). Leterrier et al. (1994) e Galindo et al. (2005) obtiveram idades U-Pb em zircões de 544 ± 3 Ma e 573 ± 7 Ma para granitos porfíricos desta suíte intrusiva.

2.2.3 - Suíte intrusiva Dona Inês

Termo usado por Angelim *et al.* (2006) para designar as rochas plutônicas correspondentes aquelas da suíte de leucogranitos de Jardim de Sá (1994) e da suíte cálcio-alcálica potássica equigranular de Nascimento *et al.* (2000). Esta suíte ocorre preferencialmente na forma de corpos isolados, como Dona Inês (PB), Picuí (PB/RN), Angicos (RN) e Taipu (RN). Trata-se de uma suíte tardi-tectônica cujo alojamento foi controlado por zonas de cisalhamento transcorrentes e localmente extensionais. É representada por monzo- a sienogranitos equigranulares, com granulações fina a média, com variações microporfíricas, tendo a biotita como o mineral máfico predominante. Medeiros *et al.* (2005) obtiveram uma idade U-Pb em zircões de 541 ± 4 Ma para granitos desta suíte.

2.2.4 - Suíte intrusiva Catingueira

Almeida *et al.* (1967) utilizou o termo granito Catingueira para o conjunto de granitoides alcalinos associados ao Lineamento Patos em sua margem sul. Sua natureza química peralcalina foi determinada por Sial (1986). No Domínio São José de Campestre a Suíte Catingueira é representada por álcali-feldspato granitos leucocráticos, finos, equigranulares, além da ocorrência com menor expressão de quartzo - alcali-feldspato sienitos (Nascimento *et al.*, 2000 e 2008). Aegerina-augita e diopsídio-hedenbergita são os minerais máficos predominantes, além de rara granada. No stock de Japi a Suíte Catingueira está associada a um conjunto básico a intermediário e granitos porfíricos, revelando processos de mistura de magmas (Hollanda *et al.* 1998). A suíte exibe feição sintectônica relativa à transcorrência D_3 (Jardim de Sá *et al.*, 1997), associando-se a zonas de cisalhamento dextrais, sinistrais ou extensionais, além de estrutura em flor negativa (Jardim de Sá *et al.*, 1997; Hollanda *et al.*, 1998). Nascimento *et al.* (2000) obtiveram uma idade Rb-Sr de 536 ± 4 Ma para granitos desta suíte.

2.2.5 - Suíte intrusiva Umarizal

É representada por um conjunto de rochas granitoides, situado no município homônimo, constituindo o batólito de Umarizal, com importante variação de fácies (Ação e Lagoa) e assinatura geoquímica subalcalina e alcalina, do tipo A, intraplaca e pós-orogênico (Galindo, 1993). Este autor definiu a fácies Umarizal, a mais importante, sendo constituída por quartzo monzonitos a quartzo sienitos, rosa a verde escura, textura grossa, contendo fayalita ou hyperstênio, hedenbergita, ferroedenita e biotita. A fácies Ação é composta por sienogranitos, por vezes com fenocristais de feldspato-K e textura *Rapakivi*, possuindo ferroedenita e biotita. Finalmente a fácies Lagoa é compreendida por monzogranitos com hornblenda. A suíte é intrusiva no batólito Tourão (Suíte Itaporanga) em Caraúbas/

RN com idades U/Pb zircão entre 580 ± 4 Ma e 576 ± 24 Ma (Trindade *et al.*, 1999). A geocronologia da Suíte Umarizal ainda apresenta idades bastante discrepantes entre 545 ± 7 Ma - Rb/Sr rocha total (Galindo, 1993) e 593 ± 5 Ma - U/Pb em zircão (McReath *et al.*, 2002), esta última incompatível com as relações de campo. Neste contexto, a suíte ainda necessita melhor acuracidade dos métodos analíticos, portanto permanecendo geocronologicamente em aberto.

2.3 - QUARTZITOS TECTÔNICOS

Os quartzitos tectônicos foram descritos na PB nos arredores da cidade de São Fernando/RN e são informalmente denominados Quartzito São Fernando. Estes quartzitos foram primeiramente discutidos por Legrand & Magini (1992) e posteriormente por Souza *et al.* (1995), sendo denominados por este último como sendo blastomilonitos compostos essencialmente por níveis de quartzo policristalino e porfiroblastos de muscovita, além de microclina, porfiroclastos de plagioclásio e porfiroblastos de magnetita. McCaig (1984) e Crevola (1987) já haviam discutido a formação de blastomilonitos ricos em quartzo e muscovita, denominando-os de ortoquartzitos e ortomicaxistos. Segundo Souza *et al.* (1995) estes quartzitos são produto da transformação de ortognaisses do Complexo Caicó e dos ortognaisses *augen* da suíte G2 - Poço da Cruz nas zonas de cisalhamento, com auxílio do intenso aporte de fluidos hidrotermais. Estes quartzitos foram posteriormente detalhado por Silva (2000) e (Legrand *et al.* 2009). Este autor pesquisou em seu trabalho a composição e mobilidade dos fluidos destas rochas transformadas em relação às rochas originais. Os resultados destes trabalhos comprovaram um aumento significativo de Si e K nas rochas transformadas e na lixiviação dos elementos Ca e Na pelos fluidos hidrotermais, dando ênfase a intensa neoformação de muscovita, *magnetita* e quartzo.

2.4 - BACIAS SEDIMENTARES CRETÁCEAS

As bacias sedimentares mesozóicas, tais como Potiguar, Gangorra, Pau dos Ferros (Rafael Fernandes), Rio Nazaré (Cel. João Pessoa), Rio do Peixe, Iguatu, Malhada Vermelha, Lima Campos e Icó foram instaladas durante o Cretáceo Inferior (Neocomiano), em consequência ao rifteamento cronocorrelato à fragmentação crustal e separação das litosferas sul-americana e africana. Este conjunto de bacias faz parte do sistema de riftes do Nordeste Brasileiro. Estas bacias ocupam a porção leste do Rio Grande do Norte e leste e norte do Ceará (Bacia Potiguar) e interior destes estados e da Paraíba (Bacias de Gangorra/RN, Pau dos Ferros/RN, Rio Nazaré/RN, Rio do Peixe/PB, Iguatu/CE, Lima Campos/CE, Malhada Vermelha/CE e Icó/CE), sendo implantadas durante reativação cretácea, em regime frágil, de zonas de cisalhamento transcorrentes brasileiras (Sá *et al.*, 2001), de direção NE-SW (Figura 2.5), tais como

às bacias Potiguar (RN), Rio do Peixe (PB) e Iguatu (CE). São bacias intracratônicas do tipo *strike-slip* segundo a classificação de Nielsen & Sylvester (1995), as quais foram desenvolvidas pelas reativações meso-cenozoicas das zonas de cisalhamento tal como a de Portalegre, esta desenvolvida no evento brasileiro. Na área de estudo ocorrem sedimentos da porção norte da Bacia Rio do Peixe, onde tem sua litoestratigrafia regional descrita abaixo.

2.4.1 - Bacia Potiguar

As discussões para definição de um modelo estratigráfico para a Bacia Potiguar tiveram início na metade do século passado, a partir do trabalho de Oliveira & Leonardos (1943), conforme ressaltado por Pessoa Neto (1999). Ainda segundo esse autor, o trabalho de Souza (1982), representou o principal marco no desenvolvimento do conhecimento estratigráfico da Bacia Potiguar, já que foi nesse estudo que se revisou inteiramente a coluna estratigráfica da bacia e divulgou-se no meio geológico. A partir de então, realizou-se novas revisões, destacando-se os trabalhos de Araripe & Feijó (1994) e Pessoa Neto *et al.* (2007). Assim, o preenchimento sedimentar

da Bacia Potiguar pode ser dividido em três grandes unidades litoestratigráficas: os grupos Areia Branca, Apodi e Agulha, a seguir detalhados.

Grupo Areia Branca

Com os registros iniciais datados no Neocomiano (140 Ma), o Grupo Areia Branca marca o início da deposição dos sedimentos na Bacia Potiguar, sendo composto pelas formações Pendência, Pescada e Alagamar (Araripe & Feijó, 1994).

A **Formação Pendência** (Neocomiano-Barremiano, 130 Ma) compreende folhelhos lacustres, arenitos fluvio-deltáicos, depósitos fandeltáicos, de planície aluvial e de planície de inundação, sendo depositado durante os estágios Rife I e II. Pessoa Neto *et al.* (2007) propuseram a inserção do Membro Lagoa do Queimado nessa unidade, abrangendo conglomerados polimíticos, arenitos grossos a conglomeráticos imaturos, feldspáticos e líticos.

A **Formação Pescada** (Aptiano Inferior – 125 Ma) depositou-se no estágio Rife II, sendo constituída por litotipos como folhelhos, argilitos,

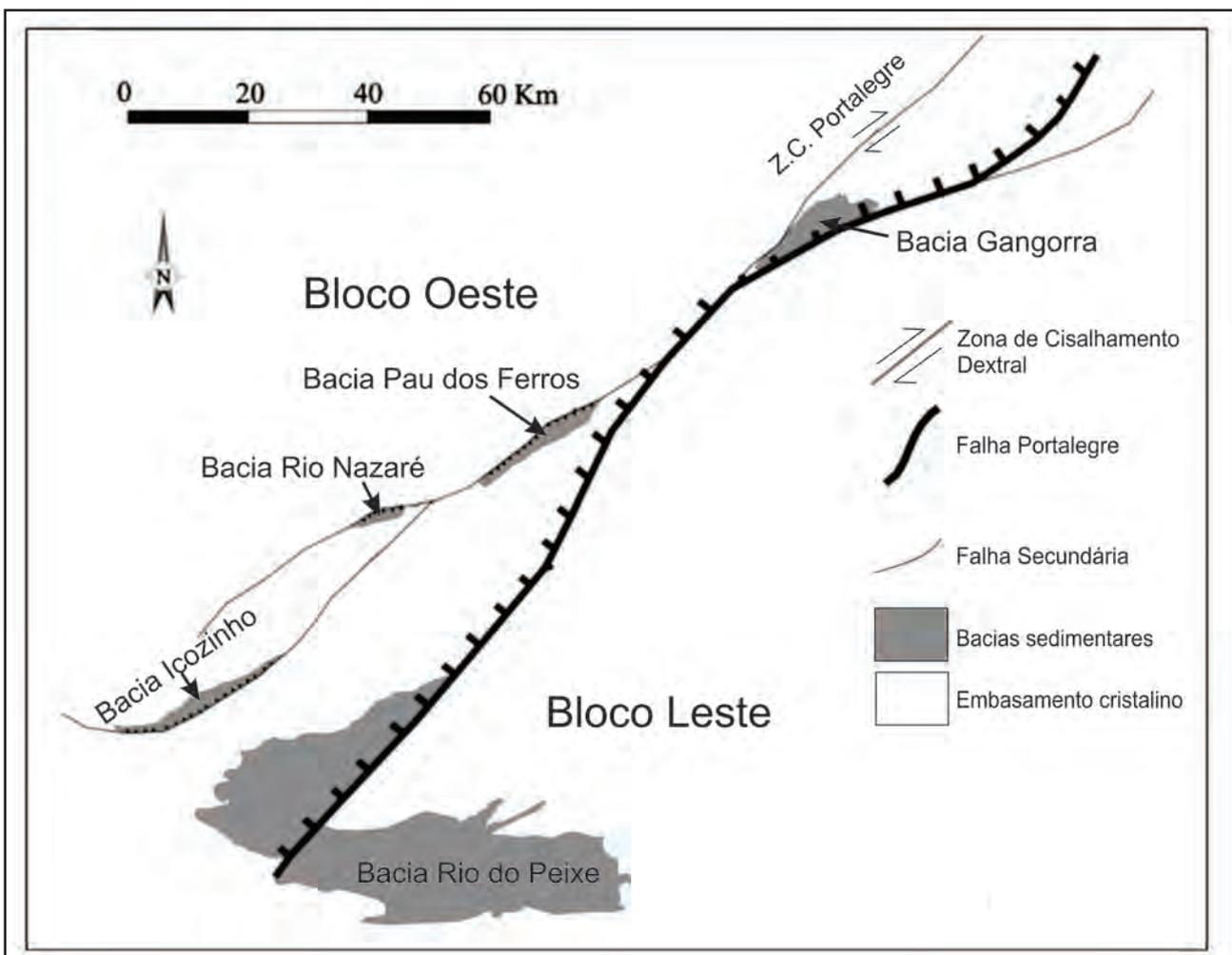


Figura 2.5 – Caracteriza a zona de cisalhamento Portalegre e suas secundárias e as bacias sedimentares interiores correlatas: Gangorra, Pau dos Ferros e Rio Nazaré (RN), Rio do Peixe (PB) e Icozinho (CE). No bloco a oeste da falha Portalegre ocorreram subsidência e sedimentação. Modificado de Nóbrega *et al.* (2005).

arenitos e conglomerados, depositados em sistemas continentais de leques aluviais coalescentes, sistemas fluviais de alta energia, com bancos carbonáticos restritos e sistemas flúvio-deltáicos com pelitos lacustres incluindo turbiditos (Araripe & Feijó, 1994; Pessoa Neto *et al.*, 2007). Na última revisão da estratigrafia da Bacia Potiguar, Pessoa Neto *et al.* (2007), propuseram a inserção do Membro Cristóvão, representado por depósitos carbonáticos lacustres, intercalados com arenitos finos bioturbados contendo fragmentos de bivalves e folhelhos pretos laminados, intercalados com margas e calcilitos.

Na **Formação Alagamar** (Aptiano-Albiano Inferior, 115 Ma), depositada no estágio Pós-Rifte, encontram-se intercalações de arenitos, folhelhos e calcilitos, indicando um sistema deposicional transicional flúvio-lacustre. Pessoa Neto *et al.* (2007) incorporaram o Membro Canto do Amaro como base da Formação Alagamar, representando depósitos fandeltáicos e fluviais onde ocorrem conglomerados polimíticos/oligomíticos e arenitos muito grossos a médios, com intercalações de arenito médio a muito fino, capeados por siltito ou folhelho castanho-avermelhado a cinza claro/escuro. Na sequência, ocorrem os arenitos finos e grossos, cinzentos e folhelhos cinza-esverdeados do Membro Upanema, seguidos dos calcarenitos e calcilitos ostracoidais e folhelhos escuros do Membro Camada Ponta do Tubarão (CPT). Por fim, ocorre o Membro Galinhos, compreendendo rochas pelíticas, folhelhos cinza-escuros e calcilitos bege-claros (Araripe & Feijó, 1994).

Grupo Apodi

Segundo Araripe & Feijó (1994), os primeiros registros do Grupo Apodi datam do Eoalbiano (110 Ma), sendo composto pelas formações Açú, Ponta do Mel, Quebradas e Jandaíra. Caracteriza-se pelas primeiras deposições no estágio de deriva continental, fase de transgressão marinha.

A **Formação Açú** (Albiano-Cenomaniano, 110 Ma), compreende arenitos finos a grossos, intercalados com folhelhos e siltitos que afloram nas bordas da bacia (Araripe & Feijó, 1994). Possui contato inferior discordante com a Formação Alagamar, interdigitações laterais com as formações Ponta do Mel e Quebradas e contato concordante no topo com a Formação Jandaíra.

Na **Formação Ponta do Mel** (Albiano Superior, 105 Ma), predominam calcarenitos oolíticos, calcilitos e folhelhos, associados a ambientes de planície de maré, plataforma rasa e plataforma externa. Possui contato superior discordante com a Formação Quebradas e interdigitações laterais com as formações Açú e Jandaíra.

A **Formação Quebradas** (Cenomaniano, 95 Ma) corresponde a folhelhos cinza e arenitos finos, sendo dividida por Araripe & Feijó (1994) em dois membros: Redonda, composto por intercalações

de arenitos, siltitos e folhelhos; e Porto do Mangue, representado por folhelhos e arenitos subordinados. Pessoa Neto *et al.* (2007), redefiniram o membro Porto do Mangue, interpretando-o como todo o pacote de rocha relacionado aos depósitos distais das unidades marinhas transgressivas (formações Açú, Ponta do Mel e Jandaíra). Sobreposta a Formação Açú, repousa a seção carbonática designada como **Formação Jandaíra** (Turoniano-Mesocampaniano, 80 a 85 Ma), composta por calcarenitos bioclásticos, calcilitos “*birdeyes*”, depositados em ambientes de planícies de maré, plataforma rasa e mar aberto, em contexto de bacia faminta. Os sedimentos repousam concordantemente sobre as formações Açú e Quebradas e apresentam contato superior marcado por uma discordância com o Grupo Agulha e interdigitações laterais com a parte inferior da Formação Ubarana (Araripe & Feijó, 1994).

Grupo Agulha

Representa uma unidade regressiva ou progradação, marcada por sistemas deposicionais costeiros-plataforma-talude-bacia ainda atuantes (Soares *et al.*, 2003), datados entre o Neocampaniano (80 Ma) e o Holoceno. São representados pelas formações Ubarana, Guamaré, Tibau e Barreiras e compostos por arenitos fluviais grossos a médios, sobrepostos por folhelhos transicionais a marinhos e carbonatos de plataforma rasa.

A **Formação Ubarana** (Albiano-Holoceno, 75 Ma), caracteriza-se pela espessa seção de folhelhos de talude e bacia oceânica, intercalados com arenitos turbidíticos, constituindo as fácies distais de todas as sequências marinhas existentes na Bacia Potiguar (Pessoa Neto, 1999).

A **Formação Guamaré** (Campaniano Superior-Holoceno, 70 Ma) representa o terceiro e último sistema de plataformas carbonáticas implantadas nesta bacia, estando sobreposta às formações Jandaíra e Ubarana e com interdigitações com a Formação Tibau. Litologicamente compõe-se de calcarenitos bioclásticos, com intercalações de calcilitos, folhelhos e arenitos (Pessoa Neto, 1999).

A **Formação Tibau** (Campaniano Superior, 70 Ma - Holoceno) compreende os clásticos grossos interdigitados e sobrepostos aos carbonatos das formações Guamaré e Barreiras, desenvolvidos em ambientes de fan-deltas (Araripe & Feijó, 1994).

A **Formação Barreiras** (Mioceno Superior, 5 a 10 Ma) compreende conglomerados e arenitos ferruginosos friáveis, de cor avermelhada e esbranquiçada, com matriz caulínica e abundantes concreções lateríticas (Dantas, 2004; Lima, 2008). São interpretados como depósitos ligados aos sistemas aluviais, fluviais e costeiros.

Além das unidades estratigráficas supracitadas, a Bacia Potiguar possui ainda sedimentos neógenos sub-recentes e recentes (Farias, 1997). Os sedimentos sub-recentes são representados por *beach rocks*, dunas fixas, colúvios e cascalheiras

e também pela Formação Potengi (arenitos). Os sedimentos recentes são representados por dunas móveis, aluviões, sedimentos praias e sedimentos de planície de maré.

2.4.2 - Bacia Rio do Peixe

Esta bacia ocupa parte do extremo oeste do estado da Paraíba e sudeste do Ceará, sendo composta pelas sub-bacias de Souza, Uiraúna - Brejo das Freiras (ou Triunfo) e Pombal. Faz parte de um conjunto de bacias interiores, mesozoicas do Nordeste brasileiro, originando-se pela reativação da plataforma brasileira a partir do cretáceo inferior. Seu substrato é composto por rochas magmáticas (granitoides e gabro-dioritos) e metamórficas (gnaisses e migmatitos) pré-cambrianas, sendo alinhadas estruturalmente nas direções NE-SW ou E-W (Silva, 2009).

Em geral as bordas destas sub-bacias acompanham megaestruturas brasileiras, como as zonas de cisalhamento de Portalegre e de Malta, as quais foram reativadas sob regime tectônico frágil durante o Fanerozoico, favorecendo a instalação desta bacia. O Grupo Rio do Peixe é a unidade representativa desta bacia (Cavalcante, 1999; Nóbrega, 2004).

Grupo Rio do Peixe

Esta unidade (Cretáceo Inferior) é representada pelas Formações Antenor Navarro (basal), Sousa (intermediária) e Rio Piranhas (topo) (Costa, 1964), sendo compostas predominantemente por sedimentos terrígenos continentais de origem flúvio-lacustres. Esse pacote terrígeno pode alcançar espessuras da ordem de 2000 metros na Sub-bacia Brejo das Freiras e mais de 1500 metros na Sub-bacia Sousa (Françolin, 1992).

Formação Antenor Navarro

É constituída essencialmente por arenitos grossos a conglomeráticos, de coloração variando de creme a avermelhados, contendo esporadicamente níveis de arenitos médios a finos, siltitos e folhelhos em direção ao topo da seqüência. São comuns estratificações cruzadas acanaladas de médio porte e tabulares. Na Sub-bacia Brejo das Freiras esta Formação geralmente é constituída por arenitos conglomeráticos avermelhados, com estratificação cruzada acanalada. Na Sub-bacia Sousa esta formação se caracteriza pela freqüência com que os arenitos supracitados ocorrem associados a bancos e níveis de conglomerados polimíticos, contendo blocos e seixos subangulosos a subarredondados.

Lima Filho & Melo (2002) e Srivastava & Carvalho (2002), relacionam a Formação Antenor Navarro a um sistema fluvial entrelaçado, associado a leques aluviais proximais.

Formação Sousa

Esta unidade possui maior distribuição geográfica na Bacia do Rio do Peixe, ocupando cerca de 70% da área das sub-bacias Sousa e Pombal e 50% da Sub-bacia Brejo das Freiras, sendo caracterizada pela predominância de siltitos e folhelhos avermelhados, amarronzados, intercalados com arenitos calcíferos, finos a médios, além de margas e calcários. Esta formação compreende duas unidades - superior e inferior. A superior predomina uma seqüência arenosa com pelitos subordinados, enquanto que a inferior é marcada pela dominância de siltitos e folhelhos.

Formação Rio Piranhas

Possui distribuição limitada, ocupando a porção sul da Sub-bacia Sousa, sendo composta principalmente por arenitos grossos a conglomeráticos, feldspáticos e líticos, mal selecionados e coloração cinza clara a marrom avermelhada. Exibe intercalações de arenitos médios a finos e siltitos, além de estratificações cruzadas acanaladas de médio porte e esporádicas marcas de onda. Esta formação está associada a uma fase de reativação de falhas, sinalizando a volta do sistema de leques aluviais e fluvial entrelaçado como resposta ao soerguimento relativo do embasamento e a deposição de sedimentos sintectônicos semelhantes aos da Formação Antenor Navarro (Srivastava & Carvalho, 2002).

2.5 - MAGMATISMO FANEROZOICO

No Fanerozoico entre o Mesozoico e o Cenozoico houve um intenso magmatismo básico intraplaca durante e após a instalação da Bacia Potiguar, onde pelo menos três manifestações magmáticas são caracterizadas geocronologicamente segundo Araújo *et al.* (2001) como segue: (1) magmatismo Rio Ceará-Mirim (143 ± 4 a 113 ± 3 Ma) representados por enxames de diques de diabásio, geralmente de direção E-W; (2) magmatismo Serra do Cuó (ca. 99 ± 2 Ma) constituídos de derrames de olivina basaltos ocorrendo na interface entre o embasamento cristalino e arenitos da Formação Açú, na Bacia Potiguar e (3) o magmatismo Macau (29 ± 0.6 a 26 ± 2 Ma), o mais expressivo, representado por olivina-basaltos de filiação alcalina, possuindo xenólitos de peridotitos (Silveira, 2006).

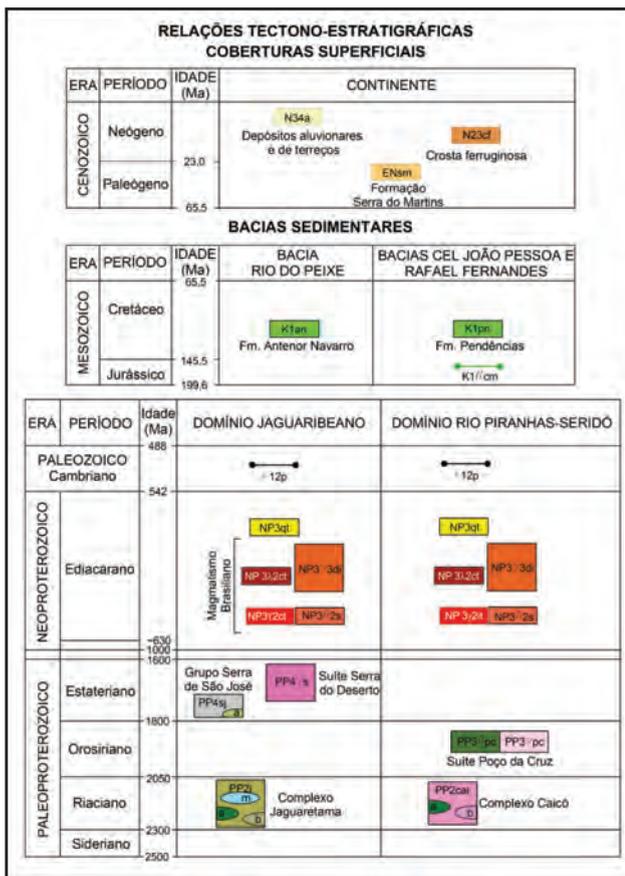


Figura 3.1b – Coluna estratigráfica proposta para a Folha Pau dos Ferros.

O Complexo Caicó se distribui a E da ZCPA e numa limitada faixa, com *trend* NE, na porção SW da Folha, apresentando petrografia semelhante àquelas do Complexo Jaguaretama. Uma estreita faixa deste complexo, no extremo SE da Folha, borda o corpo granítico de Catolé do Rocha. É representado por ortognaisses graníticos e granodioríticos a tonalíticos com enclave de finos corpos estirados de anfibolito (Complexo Caicó anfibolítico). Também foram observados com menor frequência ortognaisses bandados com feições migmatíticas e protomiloníticas a miloníticas (Complexo Caicó bandado), ocorrendo de modo intercalado no Complexo Caicó e possuindo freqüentes corpos lenticulares e estirados de anfibolitos, por vezes representados com exagero de escala.

Sobre as rochas do embasamento cristalino repousam as suítes paleoproterozoicas Poço da Cruz e Serra do Deserto, além dos biotita gnaisses xistosos e anfibolitos do Grupo São José.

A Suíte Poço da Cruz se distribui na porção E da área em contato tanto a W como E com as rochas do Complexo Caicó, sendo composta por ortognaisses sienograníticos a granodioríticos, localmente com pequenos corpos de ortognaisses dioríticos.

O biotita gnaisse xistoso do Grupo São José exibe estrutura xistosa, cinza biotítico, com textura lepidonematoblástica e em alguns casos lepidogranoblástica, sendo intrudida por venulações

pegmatoides *boudinados*. A rocha apresenta-se bastante deformada com uma boa crenulação, dobras intrafoliais e foliação de baixo ângulo. Como ela está em contato com um *augen* gnaisse, sua foliação principal acaba verticalizando-se. O afloramento mais representativo dessa litologia encontra-se na comunidade de Bonito no sangradouro do Açude Público de Bonito (RN). Os anfibolitos deste Grupo são representados por corpos lenticulares de ordem métrica e estrutura xistosa e *trend* NE, sendo encaixados como megaxenólitos nos ortognaisses Serra do Deserto e situados a NE de Coronel João Pessoa. Localmente a SE de Venha Ver um corpo de anfibolito milonítico aflora dentro de uma faixa de rochas miloníticas derivadas da suíte Serra do Deserto. Esses anfibolitos são correlacionados a metaígneas subvulcânicas máficas intrusivas principalmente nos ortognaisses da Suíte Serra do Deserto. Poderíamos também interpretar estes anfibolitos como sendo autólitos máficos nesta Suíte.

A Suíte Serra do Deserto é composta por ortognaisses sienograníticos, ocupando invariavelmente por duas faixas estreitas no W da área, sendo bordadas pelo embasamento do Complexo Jaguaretama e os corpos graníticos tipo Catingueira e Itaporanga, desde as proximidades de Poço Dantas ao sul até as adjacências de Encanto (RN) ao norte. Corpos menos expressivos afloram no extremo N e NW da Folha e no centro sul próximo a ZCPA.

Granitos, granodioritos, dioritos e corpos de pegmatito são intrusivos em todas as unidades supracitadas e compõem as suítes de rochas granitoides neoproterozoicas. São corpos plutônicos de formato ovalado e alongado junto às zonas de cisalhamento, com *trends* invariavelmente NE. Os corpos neoproterozoicos mais representativos são representantes das suítes intrusivas Itaporanga (suíte cálcio-alcalina de alto potássio e porfirítica), Dona Inês (suíte cálcio-alcalina de alto potássio equigranular), Catingueira (suíte alcalina) e São João do Sabugi (Suíte Shoshonítica) (Nascimento *et al.*, 2008).

A Suíte Intrusiva Itaporanga, aflora nos dois domínios, Jaguaribeano e Rio Piranhas-Seridó, destacando-se o maciço de Pereiro a NW da Folha e vários corpos de dimensões menores lenticulares até batolítica, em boa parte E da Folha e sendo representado pelos corpos Panati, Serra Negra e Catolé do Rocha, este último de proporção batolítica, além de corpos menores do centro a E da área, envolvendo o triângulo Alexandria – Tenente Ananias – Marcelino e a E de Pau dos Ferros (RN).

A Suíte intrusiva Dona Inês é representada pelo corpo de Luís Gomes de proporções batolíticas, alongando-se no quadrante SW da Folha e no extremo E da mesma no município de Pilões (RN), também sendo intrusivos no Complexo Jaguaretama (corpo de Luiz Gomes) e Rio Piranhas – Seridó (corpo de Pilões).

A Suíte intrusiva Catingueira é caracterizada por corpos de pequenas a médias dimensões,

frequentemente alongados segundo a foliação regional S_3 . Eles são representados por metagranitos com clinopiroxênio, distribuindo-se nas porções SE no trecho entre Tenente Ananias e Alexandria (RN), no centro da Folha em um corpo estirado entre Riacho de Santana e Rafael Fernandes (RN) bordejando o limite NW da bacia de Rafael Fernandes e W da folha bordejando o limite E e S da bacia de Coronel João Pessoa.

A Suíte intrusiva São João do Sabugi ocupa invariavelmente o extremo W da Folha, ocorrendo como corpos (stocks) dioríticos, ovalados a alongados, localmente afetados pelo cisalhamento cronocorrelato ao ZCPA, isolados na sede e entorno de Poço Dantas (PB), SE de Coronel João Pessoa e como vários mega – autólitos no batólito granítico/Suíte Itaporanga no triângulo São Miguel – Doutor Severiano – Pereiro.

As rochas de falha são representadas por muscovita quartzitos e metaconglomerados tectônicos e em menor proporção epidoto quartzitos e xistos tectônicos, além de biotititos tectônicos com feições miloníticas a ultramiloníticas, derivados de ortognaisses e mais raramente de dioritos e anfibolitos. Estas rochas estão associadas à ZCPA e principalmente naquelas cronocorrelatas instaladas a W da Folha numa ampla faixa entre Poço Dantas ao sul e Encanto (RN) ao norte, a qual poderia ser denominada de zona de cisalhamento São José (ZCSJ), mas não representada na Folha. Na ZCPA, sul da folha e próxima a cidade de Paraná (RN), aflora uma estreita faixa de muscovita quartzito xistoso e milonítico, decorrente da alteração de ortognaisse do Complexo Caicó.

Sobre as rochas do Complexo Jaguaretama, na porção centro-S da área, a SW de Paraná, houve a deposição de arenitos e siltitos da Formação Antenor Navarro, porção norte da bacia do Rio do Peixe. No centro – norte da folha instalou-se a bacia de Rafael Fernandes, alongada na direção da ZCPA, sendo preenchida por conglomerados, arenitos, arenitos conglomeráticos e em menor proporção os siltitos, além de raros níveis de argilitos. A W da Folha se situa a bacia Rio Nazaré, município de Coronel João Pessoa (RN), sendo representada por sequência de arenitos finos a grossos e conglomerados, além de calcários travertinos de origem de pequenos lagos e calcimicritos silicificados em zona de falha. Todos os sedimentos destas bacias da Folha Pau dos ferros foram depositados, face à reativação frágil durante o Cretáceo da ZCPA formando estruturas de *grabens* e *semi-grabens*.

O quadro estratigráfico se completa com os sedimentos arenosos da Formação Serra do Martins do Paleógeno, aflorando no extremo NE da Folha, seguido de crosta ferruginosa resultado de alteração exógena sobre o maciço granítico de Pereiro a N de São Miguel (RN), além dos sedimentos arenosos aluvionares em planícies e margens de rios e colúvios com seixos, blocos e matacões em encostas.

3.2.1 - Complexo Jaguaretama (PP2j)

Se distribui predominantemente ao longo da faixa central da Folha, em regiões de relevo relativamente plano e monótono, sendo constituído por rochas ortoderivadas plutônicas, variando de rochas graníticas (Figura 3.2A), granodioríticas a tonalíticas (Figura 3.2B) e biotita gnaisses (Figura 3.2C) indivisas nesta escala de trabalho, mas classificadas para sugerir uma possível divisão quando for mapeada numa escala de maior detalhe. Muitas vezes desenvolvem bandamento gnáissico proeminente (Figura 3.2C) e migmatização (Figuras 3.2 D e F), adquirindo estrutura milonítica quando afetadas pela ZCPA e suas subsidiárias cronocorrelatas. Dobras isoclinais a fechada (Figura 3.2 D e E), transpostas e padrão de mini-dobras são estruturas características deste complexo. Diques pegmatoides e granitoides, além de exudados de quartzo, por vezes com dobras fechadas a abertas, decimétricos a centimétricos são comumente observados.

Megaxenólitos de mármore no corpo diorítico Poço Dantas, delimitado com um exagero em mapa, podem ser interpretados como correlatos aos mármore (PP2jm) encaixados nos ortognaisses deste complexo. Esta interpretação é plausível em decorrência de afloramentos encaixados em ortognaisses do complexo Jaguaretama nas localidades de Tabuleiro Padre no município de Riacho de Santana (RN), no leito da estrada carroçável, e a SW de Poço Dantas (PB) fora e próximo ao limite W da Folha.

Ortognaisses sienograníticos a monzograníticos

Os ortognaisses sienograníticos a monzograníticos ocorrem com granulometria fina a média, mesócraticos, granolepidoblásticos, nematolepidogranoblástico e granoblásticos. Apresentam coloração rosada a acinzentada, quartzofeldspáticos, com negras lamelas de biotita como máfico principal, tendo por vezes um tom esverdeado da ferrohastingsita. Em alguns afloramentos nota-se uma textura porfiroblástica com fenocristais de microclina.

Estes ortognaisses exibem microporfiroblastos de microclina e uma foliação gnáissica proeminente indicada pelas lamelas de biotita e pelos exudados de quartzo. Por vezes são protomiloníticos com estrutura S-C e sendo compostos essencialmente por microclina (23-50%), quartzo (18-30%) e plagioclásio (13-26%), biotita (5-25%) e ferrohastingsita (0-6%). Os acessórios são minerais opacos (<5%), epidoto (<2%), titanita (<1%) e muscovita (<2%), além de apatita (<1%), allanita (<1%), zircão (<1%), hidróxidos de ferro (<1%), clorita (<1%), sericita (<1%) e saussurita (<1%).

A microclina é xenomórfica, comumente com geminação albita-periclina e tamanhos não ultrapassando 3,0 mm. Exibe por vezes textura pertítica. Está comumente associada em contatos



Figura 3.2 – Feições macroscópicas dos ortognaisses e biotita gnaisses do Complexo Jaguaretama. (A) Mostra ortogneisse granítico leucocrático com coloração rosada da matriz quartzo-feldspática (fotografia em planta do afloramento LU-0178). (B) Evidencia ortogneisse granodiorítico com coloração cinza-esverdeada dos cristais de anfibólio e pintas leitosas de feldspatos (fotografia em planta do afloramento LU-0031). (C) Mostra biotita gnaisse com bandamento gnáissico fino (fotografia em planta do afloramento LU-0012). (D) Caracteriza ortogneisse granítico estromático exibindo dobras fechadas (fotografia em planta do afloramento LU-0012). (E) Mostra gnaisse bandado com bandas claras félsicas e bandas escuras máficas, notando-se ainda dobras isoclinais apertadas (fotografia em perfil do afloramento LU-0021). (F) Evidencia biotita ortogneisse com forte migmatização e feição nebulítica (fotografia em planta do afloramento LU-0045).

sinuosos ao quartzo e plagioclásio, este último comumente apresentando microclinização e por vezes com textura microporfioblástica (Figura 3.3A, B). A extinção ondulante é fraca a moderada e raramente sofre sericitização. O quartzo ocorre comumente em exudados (Figura 3.3 A, B), com forte extinção ondulante (Figura 3.3D), por vezes na forma de subgrãos e em microvenulações. Seus tamanhos alcançam até 1,3 mm. O plagioclásio (oligoclásio com 25-28% de An) é xenomórfico a hipidiomórfico com geminação albíta, por vezes periclina, forte extinção ondulante e geminação mecânica (Figura 3.3C, D). Possui às vezes textura mirmequítica, sofrendo microclinização e saussuritização. Observa-se ainda inclusões de biotita e quartzo. Seus tamanhos são inferiores a 2,0 mm.

A biotita é hipidiomórfica, comumente orientada, com duas orientações S_1/S_2 e S_3 , além de estrutura S-C' em algumas seções protomiloníticas. Está comumente incluída na ferrohastingsita e associada com titanita, epidoto e minerais opacos indicando transformação para ferrohastingsita (Figura 3.3E). Sofre alteração para muscovita e localmente para clorita. Seus tamanhos não ultrapassam 1,2 mm. A ferrohastingsita é hipidiomórfica, comumente orientada, por vezes esquelética (Figura 3.3E) e raramente geminada. Está associada à apatita na forma de inclusões e alterada para hidróxidos de ferro. Os tamanhos não ultrapassam 1,3 mm. Os minerais opacos são granulares e ocorrem em duas fases: (1) xenomórficos por vezes orientada e hipidiomórficos a idiomórficos sem orientação (Figura 3.3 E, F), por vezes esquelético. A titanita é xenomórfica e comumente segue a orientação principal. O epidoto é hipidiomórfico ocorrendo mais comumente em rochas protomiloníticas. A muscovita é hipidiomórfica orientada com inclusões de biotita. A allanita apresenta metamictização, sendo bordada por epidoto (Figura 3.3F). A apatita e o zircão geralmente são metamictizados e idiomórficos.

Ortognaisses granodioríticos a tonalíticos

Os ortognaisses de composições granodioríticas a tonalíticas exibem texturas granolepidoblástica a nematogranoblástica, também nematoporfioblástica, com granulometria média a grossa, e mesocráticos a leucocráticos. Apresenta coloração cinza esbranquiçada a rosada, às vezes esverdeados em decorrência dos máficos presentes.

Exibe forte foliação gnáissica formada pela orientação dos minerais máficos e níveis quartzo-feldspáticos (Figura 3.4A). São compostos essencialmente por plagioclásio (30-46%), quartzo (20-29%), microclina (3-15%), ferrohastingsita (9-23%) e biotita (0-19%). Minerais opacos (<3%), titanita (<3%), epidoto (<1%) são os acessórios mais representativos, além de apatita (<1%), allanita (<1%) e zircão (<1%). Hidróxidos de ferro (<1%), clorita (<1%) e saussurita (<1%) ocorrem como produto de alteração.

O plagioclásio (oligoclásio/andesina com 29-36% de An) geralmente é xenomórfico a hipidiomórfico com geminação albíta e extinção ondulante moderada a forte (Figura 3.4B, C). Também exibe textura mirmequítica, sofrendo frequente saussuritização. Possui inclusões de biotita e quartzo, e seus tamanhos atingem no máximo 2,7 mm. O quartzo encontra-se comumente em exudados e agregados xenomórficos (Figura 3.4B, C), com forte extinção ondulante, por vezes na forma de subgrãos e com tamanhos não ultrapassando 5,0 mm. A microclina é xenomórfica, comumente com geminação albíta-periclina e pertítica. Seus tamanhos alcançam até 2,0 mm.

Aferrohastingsita é xenomórfica a hipidiomórfica (Figura 3.4D), comumente orientada, alterada para hidróxidos de ferro e por vezes esquelética (Figura 3.4E). Mostra com inclusões de titanita e em algumas seções com a foliação S_3 truncando a foliação S_1/S_2 . Seus tamanhos não ultrapassam 4,0 mm. A biotita apresenta-se em agregados lamelares hipidiomórficos orientados, por vezes formando mica-fish e lamelas formando a foliação S_3 . Encontra-se também incluída na ferrohastingsita e associa-se a titanita e minerais opacos. Seus tamanhos atingem no máximo 2,0 mm.

Os minerais opacos são granulares e cristalizando-se em duas fases: (1) xenomórficos por vezes orientados e (2) idiomórficos sem orientação. A titanita cresce em finos cristais isolados e em agregados xenomórficos, comumente seguindo a orientação principal. É por vezes geminada. A allanita encontra-se bordada por cristais hipidiomórficos de epidoto (Figura 3.4F), e as apatitas e zircões em cristais idiomórficos.

Ortognaisses bandados e migmatíticos

Ortognaisses com bandamento gnáissico centimétrico a decimétrico evoluem para ortognaisses migmatíticos estromáticos a nebulíticos. São rochas freqüentes neste complexo e representam um intenso processo de migmatização. Esses ortognaisses são compostos por neossomas/bandas de composição granítica, leucocrática, de coloração esbranquiçada a rosada com paleossoma/bandas mesocráticas acinzentadas, mesocráticas, de composição granodiorítica a tonalítica, localmente diorítica, com granulometria fina a média. Foi descrito uma seção delgada do afloramento LU-0045 representando um neossoma com processo de granitização avançada em um ortognaisse nebulítico (Figura 3.5A). Esta rocha se apresenta, em amostra de mão, leucocrática, granolepidoblástica com granulometria fina a média e coloração rosada quartzo-feldspática com alguns cristais de biotitas. Observou-se ainda uma fraca foliação de biotita e do quartzo, além da recristalização da microclina, plagioclásio e quartzo, extinção concêntrica dos plagioclásios, alguns com borda albítica. A rocha é composta por microclina (50%), plagioclásio (25%) e quartzo (21%); tendo como minerais acessórios biotita (3%), minerais opacos (1%), titanita (1%) e epidoto (<1%), saussurita (<1%) e clorita (<1%).

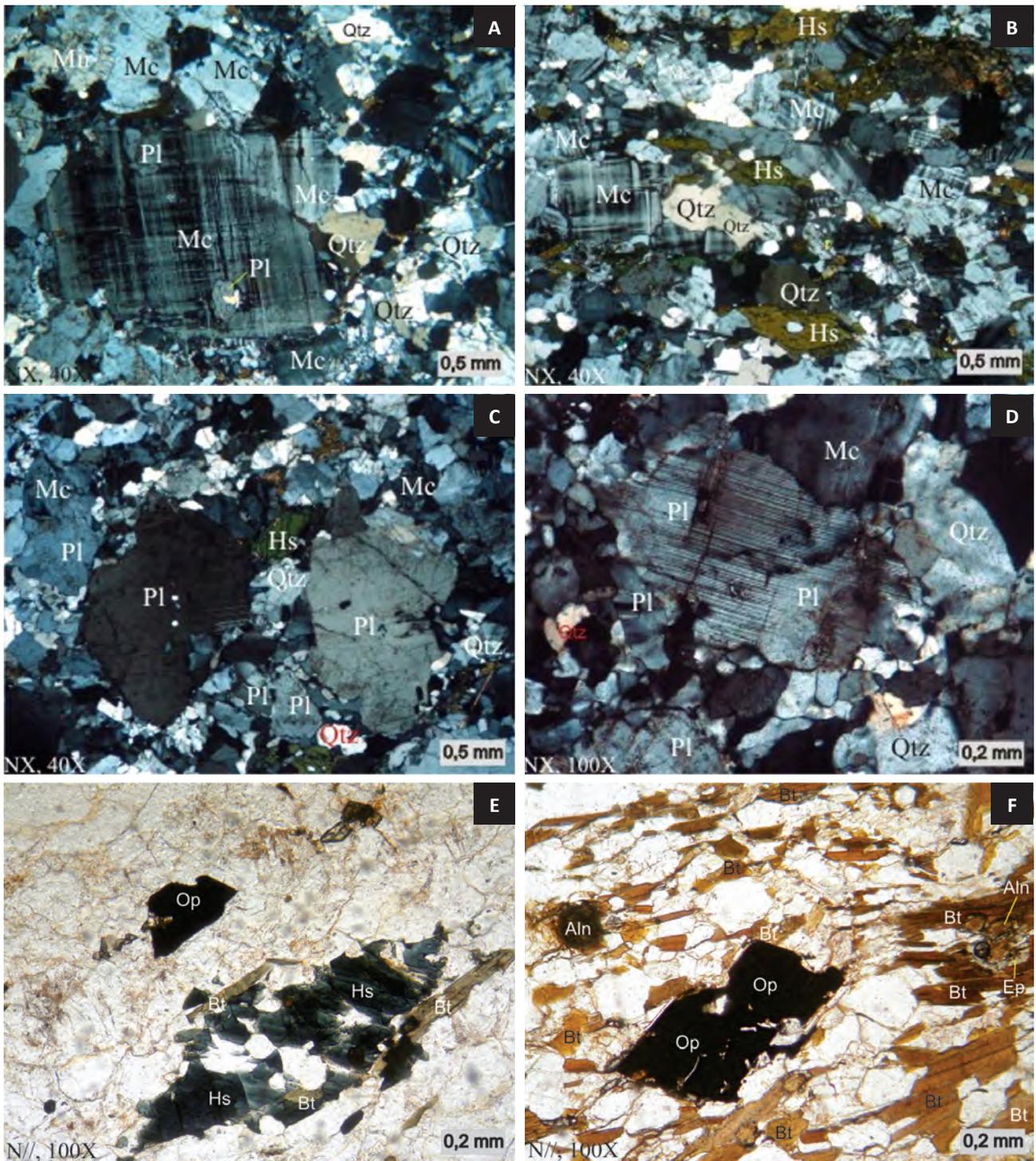


Figura 3.3 – Fotomicrografias em ortogneisses graníticos do Complexo Jaguaretama. (A) Evidência porfiroclastos de microclina (Mc) deformado e recristalização do quartzo (Qtz) preenchendo a fratura, além de textura uma mirmequita (Mir) em plagioclásio. Seção LU-0011. (B) Mostra blastos de microclina (Mc) e quartzo (Qtz), além do alinhamento de ferrohastingsita (Hs) definindo a foliação. Seção LU-0043. (C) Porfiroclastos de plagioclásio (Pl), além de quartzo (Qtz), microclina (Mc) e ferrohastingsita intersticiais (Hs). Seção LU-0019. (D) Mostra plagioclásio (Pl) com microfissuras e quartzo (Qtz) intersticial com forte extinção ondulante. Seção LU-0019. (E) Ferrohastingsita (Hs) esquelética com inclusões de lamelas de biotita (Bt), ambos definindo a foliação, além de mineral opaco (Op) hipidiomórfico. Seção LU-0057. (F) Caracteriza minerais opacos (Op) sobrecrecendo nas biotitas (Bt). Observe também allanitas (Aln) com metamictização bordejada por epidoto (Ep). Seção LU-0146.

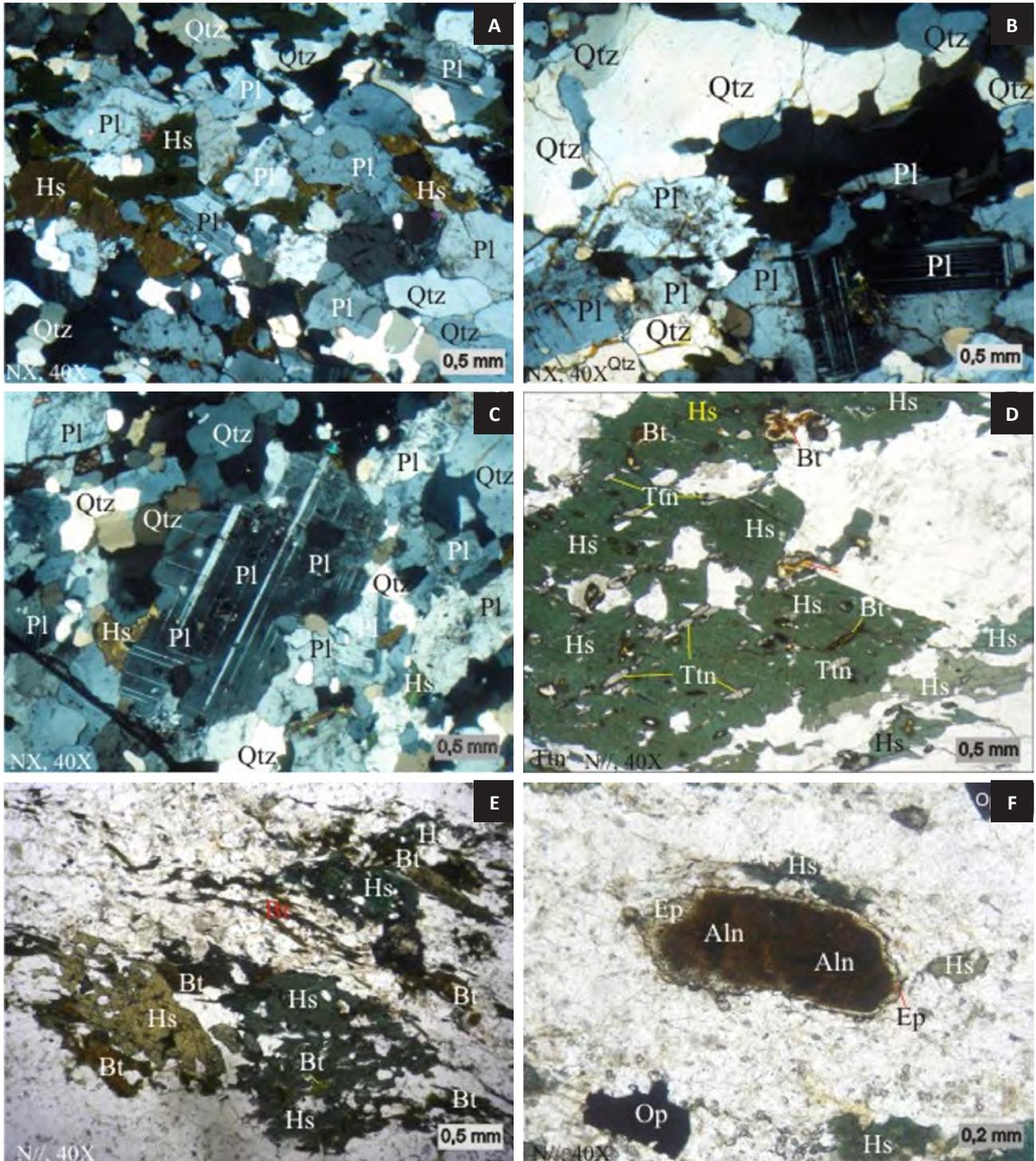


Figura 3.4 – Fotomicrografias dos ortogneisses granodioríticos a tonalíticos do Complexo Jaguaretama. (A) Caracteriza agregados em trama de forma de Plagioclásio (Pl), ferrowhastingsita (Hs) e quartzo (Qtz) definindo a foliação. Seção LU-0026. (B) Mostra plagioclásio (Pl) em tramas de forma, alguns fracos saussuritizações e quartzo (Qtz) alinhado na foliação como exudado. Seção LU-0026. (C) Mostra fenoclasto de plagioclásio (Pl) com recristalização de quartzo (Qtz) em sombra de pressão e ferrowhastingsita alinhada na fraca foliação (Qtz). Seção LU-0026. (D) Caracteriza porfiróblastos de ferrowhastingsita (Hs) poiquiloblástica com inclusões relíquias de biotita (Bt) e titanita (Ttn) alinhadas na foliação. Seção LU-0026. (E) Evidencia ferrowhastingsita (Hs) esquelética com inclusões de biotita (Bt), feldspatos e quartzo. Seção LU-0030. (F) Mostra allanita (Aln) bordada por epidoto (Ep), além de ferrowhastingsita (Hs) e minerais opacos (Op) acompanhando a foliação. Seção LU-0029.

A microclina é xenomórfica com geminação albita-periclina, extinção ondulante, por vezes inclusa nos plagioclásios e com tamanhos atingindo 1,2 mm (Figura 3.5B). O plagioclásio (oligoclásio com 27% de An) apresenta-se xenomórfico com geminação albita e extinção ondulante moderada a forte, exibindo textura mirmequítica, localmente com extinção concêntrica (Figura 3.5C) e com alguns cristais sofrendo saussuritização. Seus tamanhos não ultrapassam 2,7 mm. O quartzo é xenomórfico orientado, com forte extinção ondulante e com tamanhos inferiores a 1,5 mm.

Nos acessórios destaca-se a biotita em lamelas hipidiomórficas, com fraca orientação, comumente esqueléticas (Figura 3.5D) e cloritizadas. Seus tamanhos não ultrapassam 1,1 mm. Observa-se ainda minerais opacos hipidiomórficos, titanita xenomórficas e mais raramente epidoto hipidiomórfico.

Dolomita mármore

O megaxenólito de mármore foi descrito como dolomítico, devido à baixa solubilidade ao HCl frio e pela presença da macla de geminação segundo a seção (0221). Desenvolve textura granoblástica, com granulometria fina a média, coloração cinza-esbranquiçada. Em afloramento apresenta forte deformação com mesodobras apertadas. Nota-se também com um conjunto de fraturas e venulações preenchidas pela assembléia minerais opacos e serpentina. A rocha é constituída por carbonato (92%) e minerais opacos (5%), tendo como acessórios serpentina (2%) e forsterita (1%), além de idingsita (<1%).

O carbonato é predominantemente dolomita e hipidiomórfico com textura mosaico (Figura 3.5E). Apresenta inclusões de forsterita, serpentina e minerais opacos e seus tamanhos chegam a 1,8 mm. Os minerais opacos são xenomórficos e exibem-se comumente incluso nos agregados globulares de serpentina. Seus tamanhos não ultrapassam 1,0 mm. A serpentina é fribosa, ocorrendo em agregados, em venulações e preenchendo fraturas juntamente com os minerais opacos. Observa-se também associado aos cristais de olivina intenso processo de idingsitização. A forsterita é xenomórfica (Figura 3.5F), associando-se aos minerais opacos e alterando-se para serpentina e idingsita.

3.2.2 - Complexo Caicó

Este complexo foi mapeado em três unidades: (1) Complexo Caicó Indiviso (PP2cai) composto basicamente por ortognaisses graníticos (Figura 3.6A), por vezes granodioríticos a monzograníticos e biotita gnaisses; (2) Complexo Caicó Bandado (PP2caib) caracterizado por ortognaisses bandados e migmatíticos (Figura 3.6B) com bandas variando de composição granítica a tonalítica, por vezes quartzodiorítica; e (3) Complexo Caicó Anfibolítico (PP2caia) caracterizado por pequenos corpos anfibolíticos (Figura 3.6C) encaixados nas duas primeiras unidades.

Desenvolvem dobras intrafoliais, isoclinais e apertadas (Figura 3.6 D, E), além de ptigmáticas, sendo estas estruturas mais freqüentes no Complexo Caicó Bandado. São observados neste complexo diques de pegmatito e granito, por vezes dobrados. Níveis de epidotização, resultado da alteração hidrotermal, foram observados associados aos níveis de plagioclásio em corpos de anfibolitos.

A biotita é o máfico predominante no Complexo Caicó, destacando-se também a ferrohastingsita. A magnetita é o mineral opaco mais comum, formando às vezes porfiroblastos e glomeroporfiroblastos (Figura 3.6F).

Unidade indivisa

Este complexo é composto essencialmente por ortognaisses leucocráticos a mesocráticos, com granulometria fina a média e por vezes porfiroclástico. Apresenta coloração rosada a cinza claro quartzo-feldspática, com pintas negras das lamelas de biotitas e por vezes tons esverdeados da ferrohastingsita.

Alguns afloramentos desta unidade apresentam-se bandado e com forte migmatização. Quando próximos da ZCPA esses ortognaisses encontram-se protomiloníticos a miloníticos, com granulometria média a grossa, mesocráticos a melanocráticos, comumente nematoporfiroclásticos.

Foram descritos várias seções delgadas da fácies granítica deste complexo. As seções apresentam textura granonematoblástica a granonematolepidoblástica com granulometria média a grossa, por vezes média a fina, exibindo foliação gnáissica, indicada pela forte orientação das lamelas de biotita e da ferrohastingsita paralelos aos níveis félsicos. Foram descritas também seções com feição protomilonítica, granolepidoblástica a nematolepidogranoblástica e porfiroblástica (Figura 3.7A). A biotita e exudados de quartzo exibem uma trama fortemente estirada, juntamente com os porfiroclastos de feldspatos com sombras de pressão. Textura *mortar* dos feldspatos e subgrãos também foram observados. Os ortognaisses são compostos essencialmente por microclina (25-40%), plagioclásio (20-36%) e quartzo (15-30%), ferrohastingsita (14-20%), biotita (5-15%) e muscovita (0-8%) representando a assembléia principal. Granada (<1%) ocorre apenas em uma seção protomilonítica. Minerais opacos (<5%), epidoto (<2%) e titanita (<1%) são os acessórios mais representativos, além de apatita (<1%), allanita (<1%) e zircão (<1%) hidróxidos de ferro (<1%), clorita (<1%), sericita (<1%) e saussurita (<1%).

A microclina se apresenta como porfiroblastos/porfiroclastos, xenomórficos com geminação albita-periclina, pertíticos, em agregados (Figura 3.7B), por vezes poiquiloblásticos e sofrendo fraca sericitização. Quando protomilonítica, mostra sombra de pressão, subgrãos e caudas de recristalização observadas. Possui inclusões de biotitas, magnetita, quartzo e plagioclásio e seus tamanhos atingem no máximo 6,0 mm. O plagioclásio (oligoclásio/andesina com

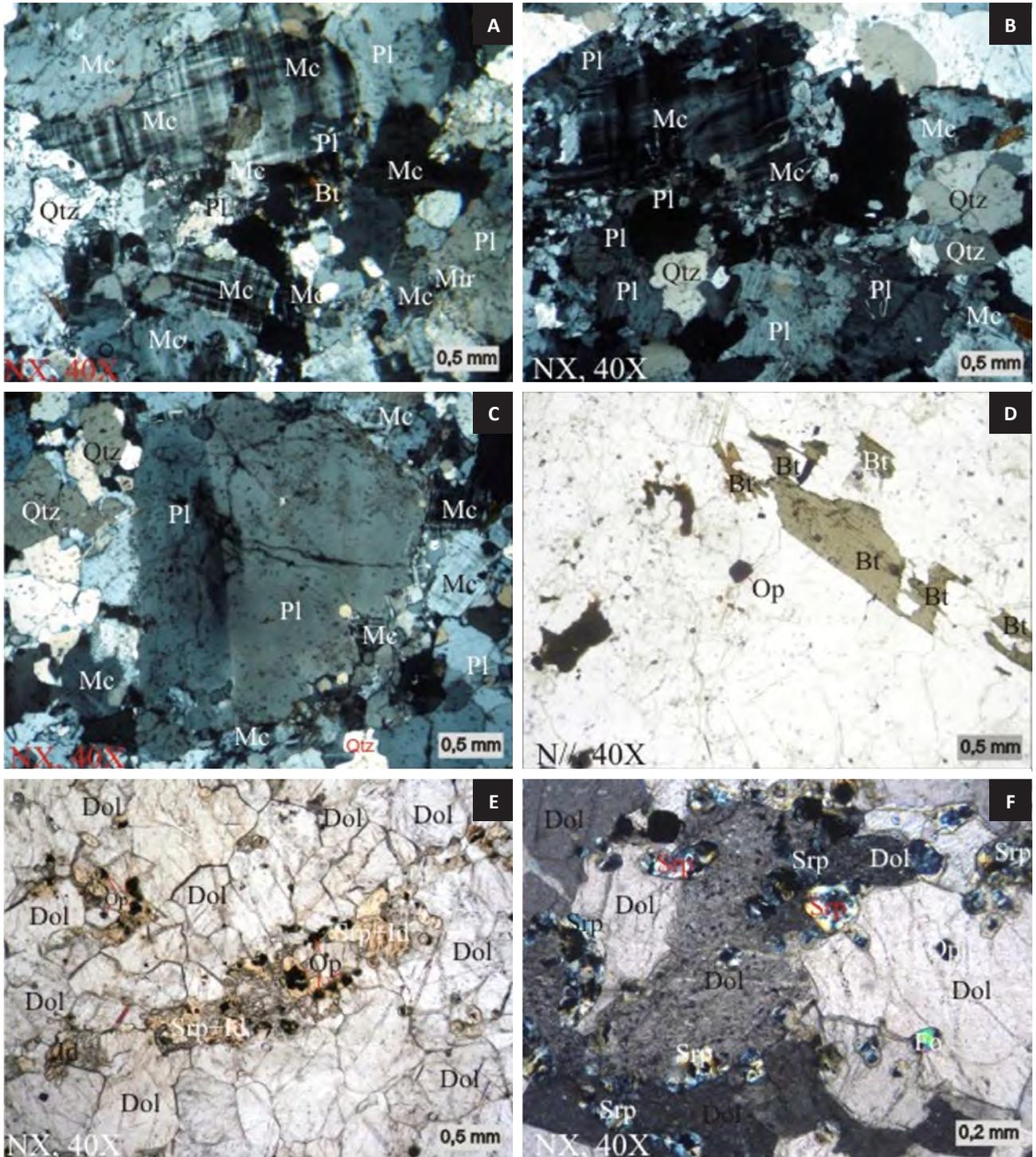


Figura 3.5 – Fotomicrografias em ortogneisses migmatíticos e mármore do Complexo Jaguaretama. (A) Mostrando textura inequigranular com agregados de plagioclásio (Pl), microclina (Mc) e quartzo (Quartzo). Seção LU-0045. (B) Evidencia microclina (Mc) e plagioclásio (Pl) com trama de forma acompanhando a foliação e agregados quartzo (Qtz) intergranulares. Seção LU-0045. (C) Porfiroclasto de plagioclásio (Pl) com microclinização (Mc) das bordas e textura mirmequita, além de agregados de quartzo (Qtz). Seção LU-0045. (D) Mostra biotita (Bt) esquelética associada com minerais opacos (Op). Esta assembléia representa a porção do neossoma do migmatito. Seção LU-0045. (E) e (F) Mostra textura granolástica com dolomita (Dol) e forsterita (Fo), esta se alterando para serpentina (Srp) e idingsita (Id).



Figura 3.6 – Feições macroscópicas petro-estruturais do Complexo Caicó. (A) Ortogneisse granítico “augen” porfiroblástico mostrando forte estiramento - afloramento LU-0106. (B) Mostra biotita ortogneisse granítico com bandamento gnássico proeminente, destacando venulações pegmatíticas - afloramento LU-0114. (C) Mostra corpo anfibolítico nematoblástico afetado por venulações aplíticas - afloramento LU-0171. (D) Caracteriza biotita gnaisse com dobras isoclinais apertadas com flancos rompidos em exudados de quartzo - afloramento LU-0088. (E) Evidencia biotita gnaisse com boudinage e dobras apertadas em veios de pegmatito - afloramento LU-0088. (F) Exibe ortogneisse granítico com forte lineação de estiramento e fino bandamento, além de porfiroblastos tardi- a pós-cinmáticos de magnetita - afloramento LU-0211.

22-30% de An) é xenomórfico a hipidiomórfico com geminação albíta, por vezes deformada, com extinção ondulante e saussuritizado. Apresenta textura mirmequítica e seus tamanhos não ultrapassam 4,0 mm. O quartzo muitas vezes constitui exudados (Figura 3.7C), orientado, com extinção ondulante forte a moderada. Muitas vezes encontra-se incluso na ferrohastingsita. Seus tamanhos alcançam 1,3 mm. A ferrohastingsita é xenomórfica a hipidiomórfica (Figura 3.7D), orientada e por vezes esquelética. Inclusões de quartzo, biotita, titanita e zircão são observados. Nota-se ainda com uma fraca alteração para hidróxidos de ferro. Seus tamanhos variam de 1,5 a 2,0 mm. A biotita é fortemente orientada (Figura 3.7E), associando-se a titanita e magnetita, encontrando-se como inclusões na microclina. Altera-se para ferrohastingsita, magnetita e subsequentemente para hidróxidos de ferro e às vezes clorita. Seus tamanhos variam em geral entre 1,0 e 2,0 mm. A muscovita é ripiforme substituindo as lamelas de biotita. Seus tamanhos não ultrapassam 2,0 mm. A granada é xenomórfica, comumente associada à biotita (Figura 3.7F) e microclina, crescendo por coalescência muito provavelmente decorrente da alteração da biotita. Seus tamanhos atingem 0,3 mm. Os minerais opacos são xenomórficos a hipidiomórficos, podendo se orientar, apresentando às vezes inclusões de titanita, biotita e epidoto. Seus tamanhos são inferiores a 1,5 mm. A titanita é xenomórfica, orientada, comumente bordejada por minerais opacos. A allanita ocorre metamictizada (Figura 3.7F), comumente bordejada por epidoto hipidiomórfico. O zircão e apatita geralmente são idiomórficos, muitas vezes intergranulares.

Unidade bandada

Esta é composta por ortognaisses bandados, com feições migmatíticas estromáticas, nebulíticas até ptigmáticas. Estes ortognaisses são compostos por neossomas de composição granítica, leucocrática, coloração rosada a esbranquiçada, por vezes porfiroblástica. O mesossoma varia de composição granodiorítica a tonalítica, por vezes quartzo-diorítica, mesocrático a melanocrático, cinza claro a escuro.

Exibe uma foliação gnáissica mostrada pela orientação das biotitas, porfiroblastos de feldspato e exudados de quartzo. Observa-se ainda textura granolepidoblástica com granulometria média. As seções delgadas apresentam microclina (35-42%), quartzo (25-35%), plagioclásio (6-20%), biotita (10-20%) e ferrohastingsita (0-6%) representando a assembléia principal. Os acessórios são epidoto (2%), minerais opacos (<1%), titanita (<1%), apatita (<1%), allanita (<1%) e zircão (<1%), hidróxidos de ferro (<1%), clorita (<1%), sericita (<1%), muscovita (<1%) e saussurita (<1%).

A **microclina** é xenomórfica, ocorrendo em porfiroblastos e mais raramente com textura glomeroporfiroblástica (Figuras 3.8 A, B), geminação

albíta-periclina, pertítica (Figura 3.8C) e raramente fraturada. Sofre alteração para sericita. Observa-se ainda sombra de pressão, caudas de recristalização e raramente com textura em mosaico (Figura 3.8D). Exibe inclusões de quartzo e biotita. Seus tamanhos não ultrapassam a 6,0 mm. O quartzo é xenomórfico e apresenta-se em níveis orientados e com extinção ondulante intensa. Seus tamanhos alcançam até 2,0 mm. O plagioclásio (oligoclásio com 24-28% de An) é xenomórfico, com geminação albíta e muitas vezes fraturado, podendo exibir textura mirmequítica. Sofre freqüente saussuritização e seus tamanhos atingem no máximo 1,2 mm. A biotita é hipidiomórfica, fortemente orientada (Figura 3.8E), frequentemente associada à titanita, minerais opacos e mais raramente a allanita. Altera-se para anfibólio, microclina, clorita e muscovita. Seus tamanhos não ultrapassam 1,5 mm. A ferrohastingsita é xenomórfica a hipidiomórfica, orientada e comumente sobrecrecendo nas lamelas de biotita (Figura 3.8F). Apresenta inclusões de quartzo, titanita e relíquias de biotita. Seus tamanhos atingem no máximo 2,0 mm. O epidoto é idiomórfico a hipidiomórfico, comumente substituindo a biotita. Observa-se ainda allanita hipidiomórfica metamictizada, além apatita e zircão idiomórficos, onde o zircão está comumente incluso nas biotitas.

Unidade anfibolítica

Esta unidade é composta por corpos de anfibolitos, encaixados concordantes a subconcordantes nos ortognaisses e gnaisses bandados do Complexo Caicó. São melanocráticos e verdes escuros com granulometria fina a média.

A textura geralmente é nematogranoblástica exibindo estrutura gnáissica, por vezes milonítica e xistosa, orientando fortemente a hornblenda. Quando milonítica desenvolve estrutura S-C. Os anfibolitos são compostos por hornblenda (62%), plagioclásio (25%), quartzo (5%) e minerais opacos (5%) como assembléia principal, além de titanita (3%), epidoto (<1%) e apatita (<1%) como acessórios. Quando milonítico localmente apresentam composto por ferroactinolita (80%), escapolita (10%) e minerais opacos (5%) como assembléia principal e como acessórios epidoto (3%) e plagioclásio (2%).

A hornblenda é xenomórfica a hipidiomórfica (Figura 3.9A), esquelética, orientada em duas foliações. Inclusões de quartzo, plagioclásio, biotita e minerais opacos são comumente observadas e seus tamanhos chegam a 2,2 mm. A ferroactinolita é hipidiomórfica (Figura 3.9B, C), fortemente orientada desenvolvendo estrutura S-C, às vezes formando dobras apertadas. Está associado comumente a escapolita e seus tamanhos não ultrapassam 0,3 mm. Os minerais opacos são do tipo magnetita cristalizando-se em duas fases: (1) xenomórfica, orientada e associando-se a titanita e (2) idiomórfica a hipidiomórfica cristalizando-se ao acaso (Figura 3.9A) e com inclusões de feldspato, anfibólio e

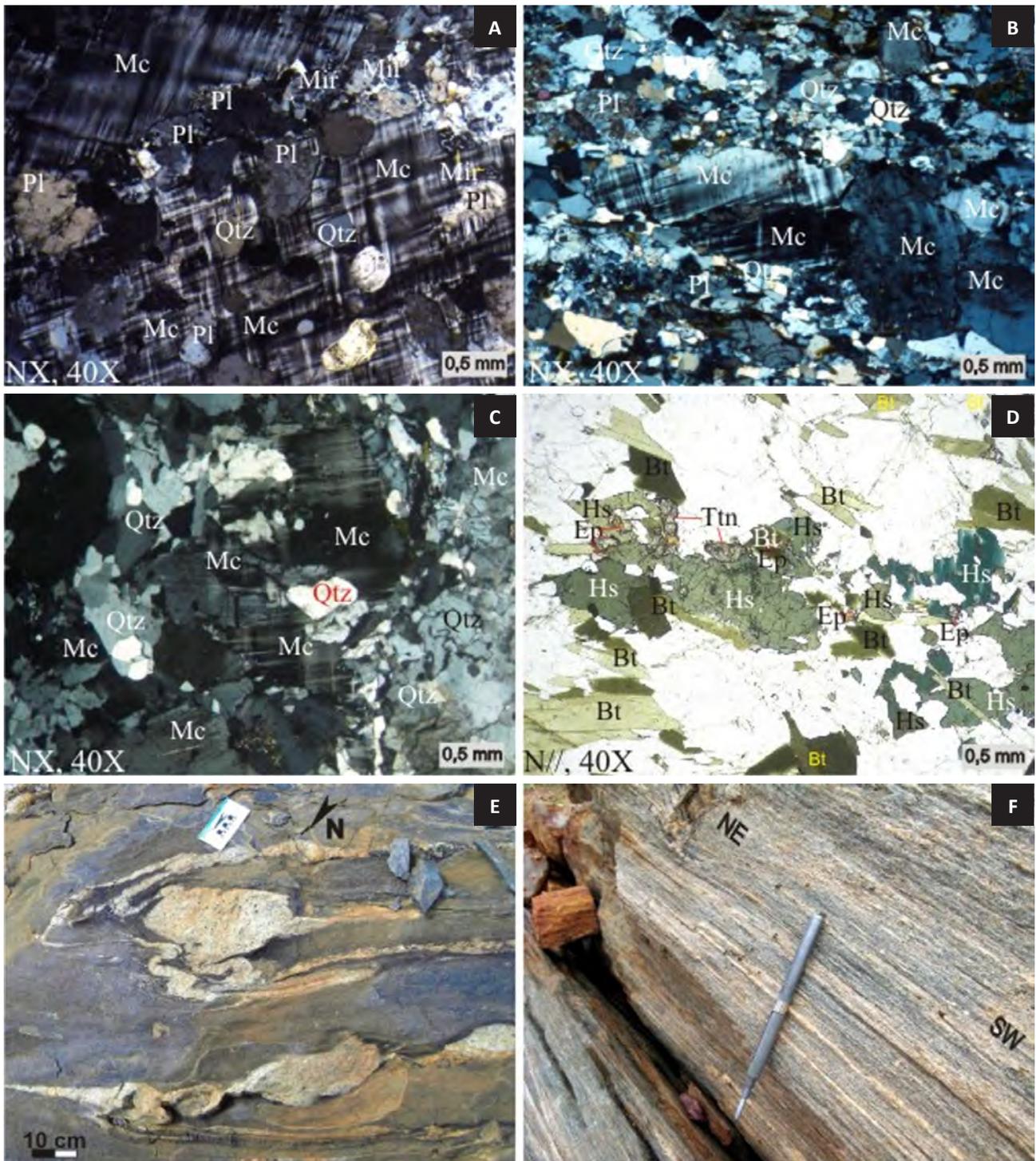


Figura 3.7 – Fotomicrografias em gnaisses do Complexo Caicó/Unidade Indivisa. (A) Exibe parcialmente porfiroblastos/porfiroclasto de microclina (Mc) poiquilítica/poiquiloblástica com bordas e inclusões de plagioclásio (Pl), quartzo (Qtz) - seção LU-0121. (B) Mostra recrystalização e estiramento de microclina (Mc) e matriz quartzo-feldspática com feição protomilonítica e recrystalização dinâmica em de subgrãos de quartzo (Qtz) e diminuição da granulometria de plagioclásio (Pl) e microclina (Mc). Seção LU-0081. (C) Agregado de microclina alinhada da foliação e quartzo em exudado acompanhando a foliação - seção LU-0114. (D) Caracteriza lamelas de biotita alinhadas na foliação sendo consumidas por ferrowhastingsita (Hs) e titanita (Ttn), além da subsequente geração de epidoto (Ep) a partir do anfibólio em ortognaisses graníticos - seção LU-0114. (E) Foliação anastomosada caracteriza pela orientação de biotita (Bt) e sua substituição pelos minerais opacos (Op) e titanita (TTN) com feição tardi- a pós-foliação. Nota-se ainda a blastese de epidoto (Ep) - seção LU-0081. (F) À esquerda, evidencia a blastese de almandina (Alm) consumindo a biotita (Bt) - seção LU-0080; À direita a blastese epidoto (Ep) em coroa reacional em allanite (Aln), além da foliação com orientação de biotita (Bt) - LU-0081.

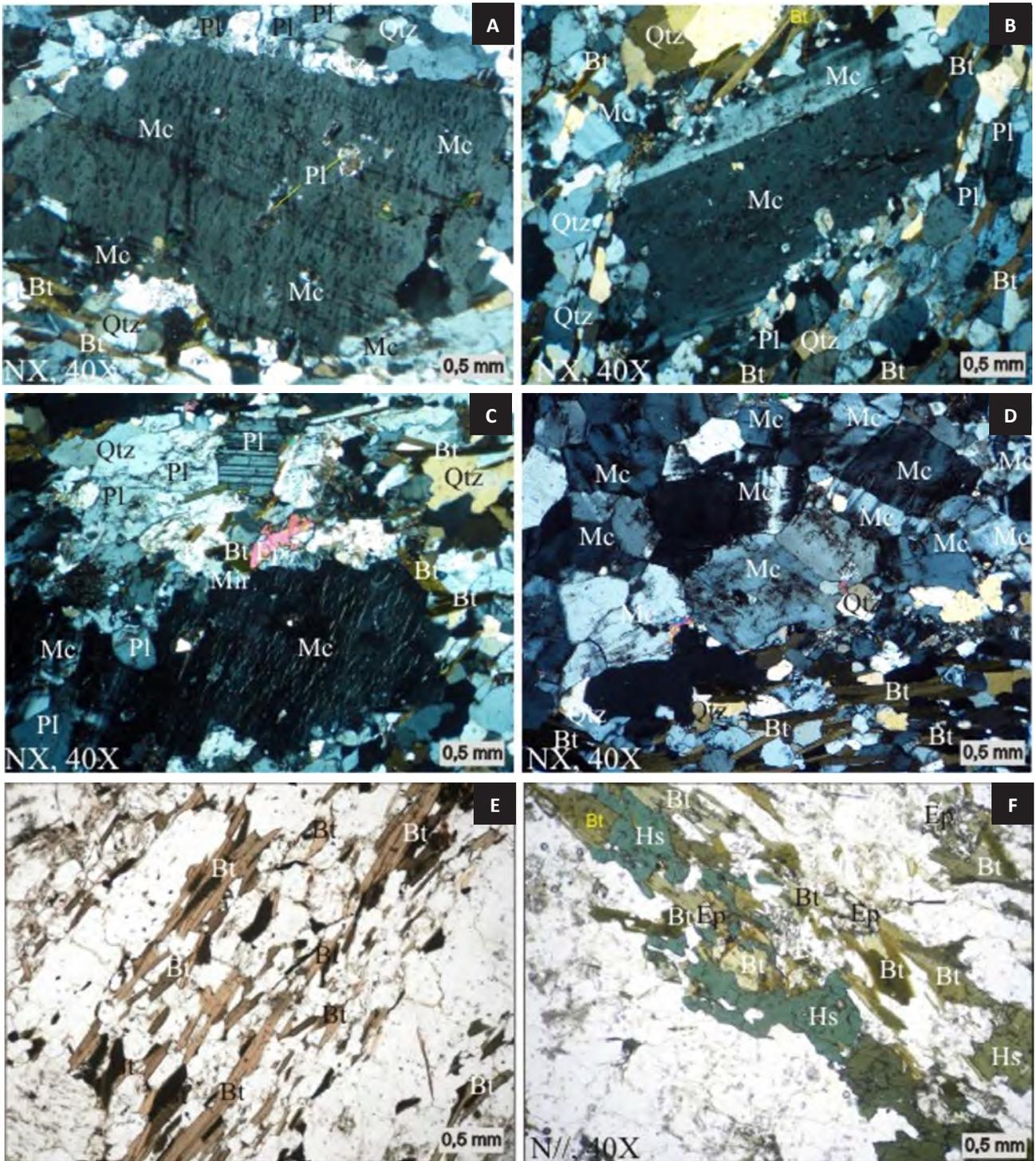


Figura 3.8 – Fotomicrografias de rochas do Complexo Caicó bandado. (A) Mostra porfiroclasto de microclina (Mc) pertítica com inclusões de plagioclásio (Pl), biotita (Biotita) ripiforme e quartzo (Qtz) acompanhando a foliação - Afloramento LU-0091. (B) Caracteriza porfiroclasto de microclina (Mc) contornado por quartzo (Qtz) e biotita (Bt) definindo a foliação - Afloramento LU-0091. (C) Microclina (Mc) pertítica com plagioclásio sendo substituído por epidoto (Ep), além biotita (Bt) orientada - Afloramento LU-0091. (D) Exibe microclina (Mc) e biotita (Bt) alinhadas definindo a gnaissificação - afloramento LU-0106. (E) Caracteriza agregado fluxoso de biotita (Bt) definindo proeminente foliação em faixas preferenciais alternando com assembléia quartzo-feldspática - afloramento LU-0106. (F) Agregado de ferrowhastingsita (Hs) e biotita (Bt) caracterizando a estrutura gnáissica penetrativa. Há blastese de epidoto (Ep) consumindo ambos - afloramento LU-0091.

titanita. Seus tamanhos atingem no máximo 1,4 mm. O plagioclásio (labradorita com aproximadamente 58% de An) cresce com geminação albita, textura em mosaico (Figura 3.9D, E), por vezes com borda albita e com alguns cristais saussuritizados. Localmente exibe textura mirmequítica e seus tamanhos máximos variam entre 0,8 e 1,5 mm. A escapolita forma agregados e sem orientação preferencial (Figura 3.9F), sendo provavelmente decorrente da alteração dos plagioclásios, sob condições de fácies anfibolito. Seus tamanhos são inferiores a 0,8 mm, com raros porfiroblastos atingindo 4,0 mm. O epidoto ocorre essencialmente em zonas miloníticas, substituindo plagioclásio e anfibólio. O quartzo é xenomórfico, com extinção ondulante moderada a forte, com inclusões de plagioclásio e localmente com textura em mosaico associado ao plagioclásio. Seus tamanhos são inferiores a 2,0 mm. A titanita é xenomórfica, às vezes vermicular e raramente orientada. Seus cristais não ultrapassam 0,4 mm. A apatita ocorre em cristais idiomórficos e aciculares.

3.2.3 - Suíte Poço da Cruz (PP3γpc e PP3δpc)

Esta suíte é composta por ferrohastingsita ortognaisses sienograníticos a granodioríticos leucocráticos a mesocráticos (Figura 3.10A), granulometria média, coloração rosada a esbranquiçada, com tons esverdeados da ferrohastingsita. Biotita ortognaisse granítico, coloração cinza claro, granulometria média a grossa também ocorrem subordinadamente. Em alguns afloramentos foi descrita com textura nematoporfiroblástica, destacando o K-feldspato como fenoblastos.

As litologias desta suíte apresentam-se fortemente estiradas, formando tectonitos “L” a “L-S”. Nota-se ainda alguns poucos afloramentos diques de granito porfirítico métrico e granito fino centimétrico cortando as rochas desta suíte. A biotita e a ferrohastingsita são os ferromagnesianos dominantes, embora este último possa estar ausente.

Corpos de metadioritos (PP3δpc) encontram-se como megaenclaves no corpo principal, se caracterizando por ferrohastingsita ortognaisses dioríticos, de coloração esverdeada e cinza escuro, granulometria média a fina.

Algumas seções delgadas da suíte principal granítica foram descritas, as quais exibem estrutura gnáissica, indicada pela forte orientação dos ferromagnesianos e da matriz quartzo-feldspática. As texturas são granolepidoblástica e granonematoblástica, por vezes porfiroblástica/porfiroclástica com granulometria média a fina. Em regiões de maior deformação a estrutura protomilonítica é indicada principalmente pela forte orientação dos cristais de quartzo e lamelas de biotita (Figura 3.10B), textura de subgrãos e sombra de pressão dos porfiroclastos. Os ortognaisses graníticos são compostos essencialmente por microclina (33-49%), quartzo (20-40%), plagioclásio

(5-25%) e biotita (5-20%), tendo como acessórios epidoto (<2%), muscovita (<1%), titanita (<1%), apatita (<1%), zircão (<1%), allanita (<1%), sericita (<1%), saussurita (<1%) e hidróxidos de ferro (<1%).

A microclina é xenomórfica a hipidomórfica, com geminação albita-periclina, por vezes pertítica, extinção ondulante e sericitização incipiente. Ocasionalmente ocorre como porfiroclastos a glomeroporfiroclastos (Figura 3.10C, D). Possui comumente inclusões de biotita. Seus tamanhos alcançam até 1,7 mm. O quartzo é intergranular em cristais isolados e como exudados, orientados e com forte extinção ondulante, por vezes com textura em mosaico (Figura 3.10F). Também está associado ao plagioclásio na textura em mosaico. Seus tamanhos não ultrapassam 1,0 mm. O plagioclásio (oligoclásio com 26-28% de An) é xenomórfico a hipidomórficos com geminação albita e muitas vezes com textura em mosaico e textura mirmequítica. A saussuritização é incipiente. Seus tamanhos atingem no máximo 0,6 mm. A biotita é lamelar a dactilítica, orientando-se na foliação na rocha (Figura 3.10A), com inclusões de apatita, zircão e plagioclásio. Apresenta-se também sem orientação nos interstícios dos cristais de quartzo e plagioclásio (Figura 3.10E). Altera-se para muscovita, hidróxidos de ferro e menos freqüentemente para epidoto. Seus cristais não ultrapassam 2,0 mm. A muscovita cristaliza-se nos interstícios quartzo-feldspáticos e também sobrecrecendo como produto de alteração nas biotitas. As titanitas são xenomórficas, associadas à biotita. O epidoto apresenta-se xenomórfico, por vezes bordejando as allanitas metamictizadas. Nota-se ainda nos acessórios a apatita idiomórfica.

3.2.4 - Biotita gnaisse xistoso e anfibolitos do Grupo Serra de São José

Biotita gnaisse xistoso essa rocha exibe estrutura xistosa, cinza biotítica, com textura lepidonematoblástica e em alguns casos lepidogranoblástica, sendo intrudida por venulações pegmatoides *boudinados* (Figuras 3.11 A, B). A rocha apresenta-se bastante deformada com dobras apertadas a intrafoliais e penetrativa xistosidade (Figuras 3.12). Como ela está em contato com um *augen* gnaisse, sua foliação principal pode se tornar verticalizada.

Microscopicamente apresenta textura lepidoblástica a lepidogranoblástica, com granulometria fina a média, sendo essencialmente composta por biotita (30- 25%) microclina (25-29%), quartzo (22-25%), plagioclásio (18-20%) e muscovita (5-1%), além dos acessórios zircão (<1%) e minerais opacos (<1%).

A biotita é hipidomórfica, cristalizando-se como agregados fluxosos, podendo alterar-se para muscovita e apresentar inclusões de zircão. Seus tamanhos são menores que 2,4 mm. A microclina é xenomórfica, com boa geminação albita-periclina

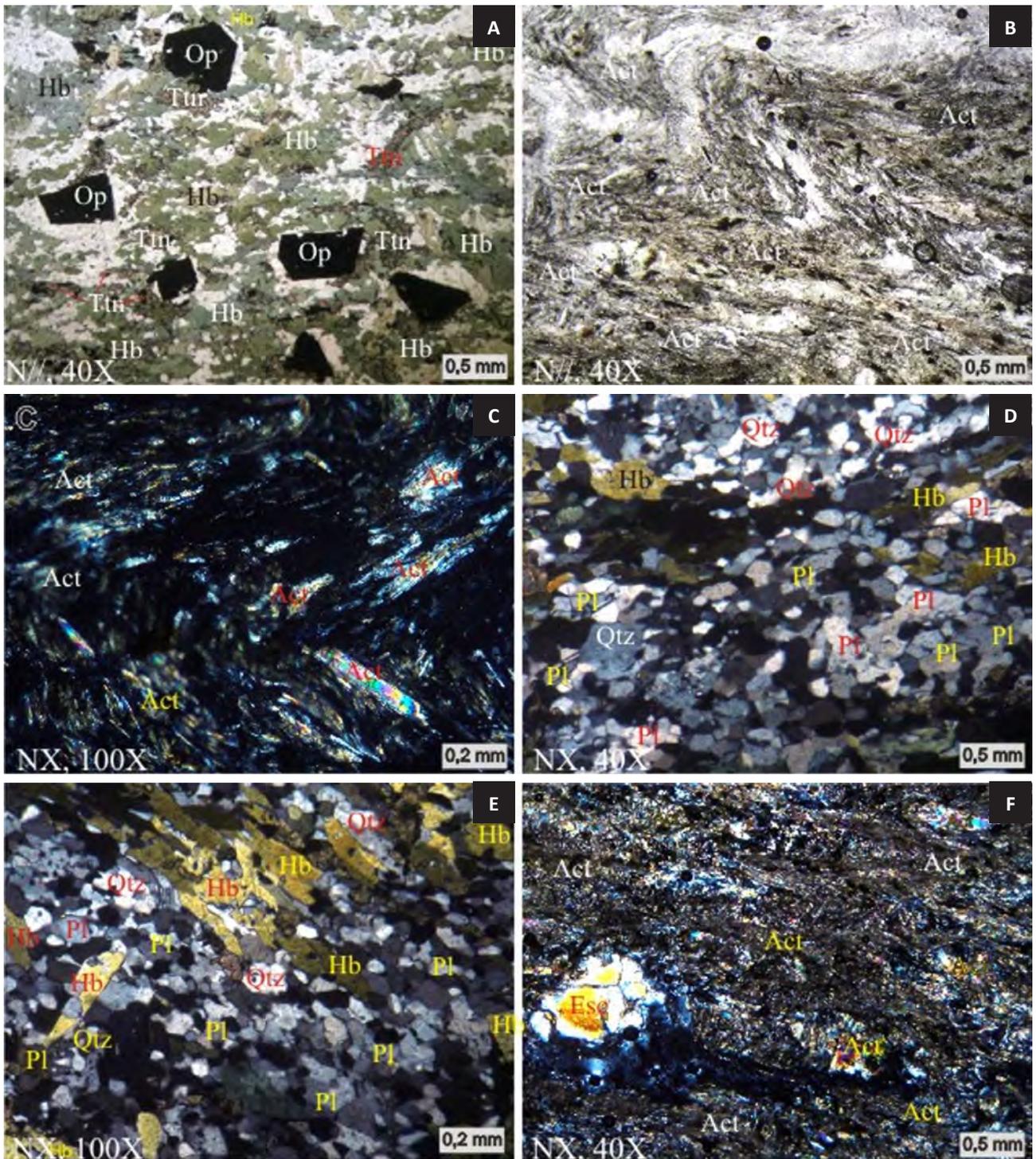


Figura 3.9 – Fotomicrografias em anfibolitos do Complexo Caicó. (A) Mostra hornblenda (Hb) nematoblástica incipiente e sua substituição por titanita (Ttn) e por porfiroblastos pós-cinemáticos de minerais opacos (Op) - afloramento LU-0108. (B) Mostra microdobras apertada em agregados de ferroactinolita (Act) - afloramento LU-0083. (C) Caracteriza microcrenulação em ferroactinolita (Act) - afloramento LU-0083. (D) Evidencia agregado de plagioclásio (Pl) e quartzo (Qtz) com textura em mosaico e em trama de forma incipiente acompanhando a orientação de hornblenda (Hb) - afloramento LU-0108. (E) Mostra hornblenda (Hb) fortemente orientada, truncando hornblendas pretéritas. Observe plagioclásio (Pl) e quartzo (Qtz) com textura em mosaico - afloramento LU-0108. (F) Matriz máfica formada por ripas aciculares de ferroactinolita (Act) com microporfiroblastos de escapolita (Esc) sobrecrecendo nesta matriz - afloramento LU-0083.

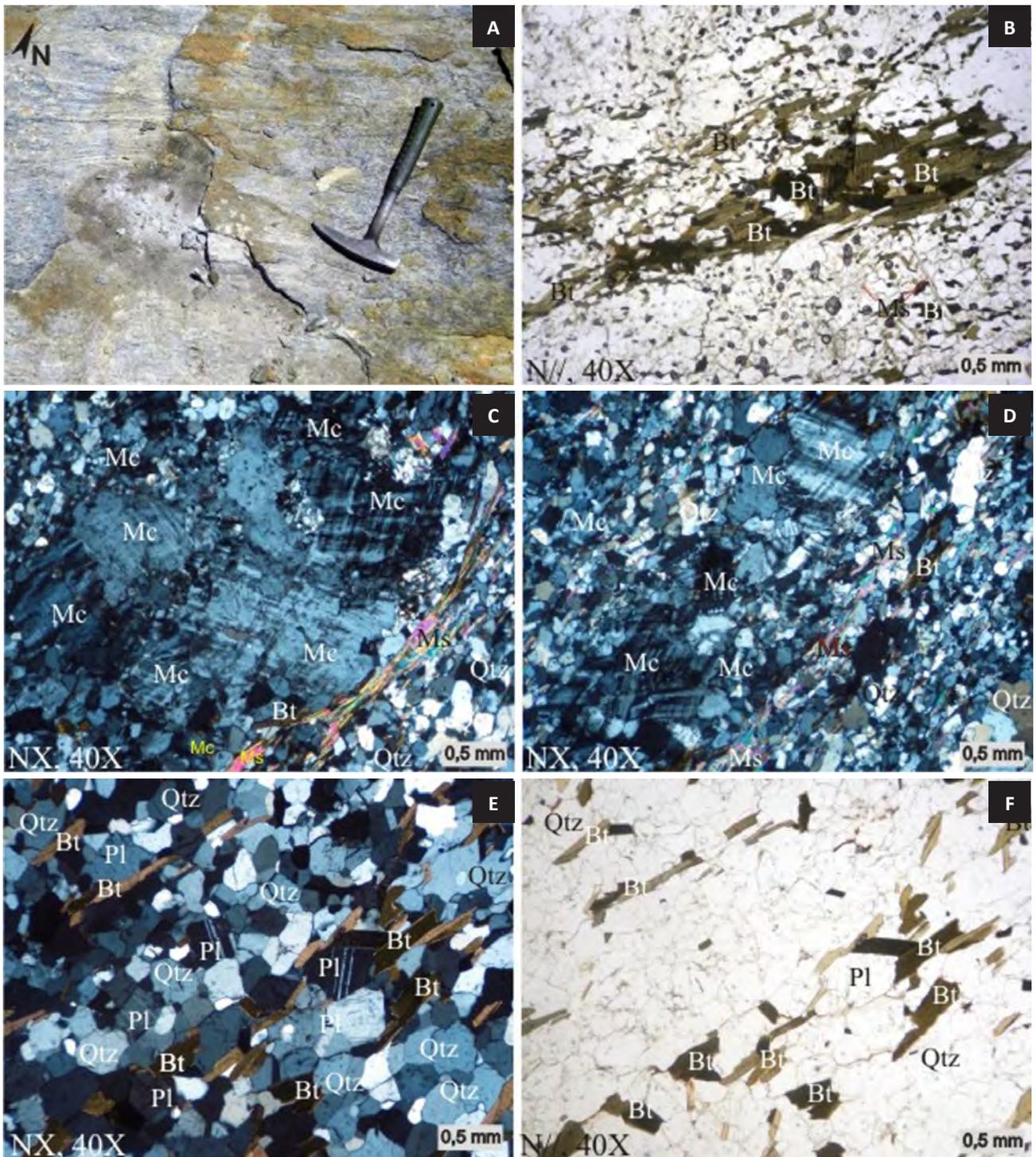


Figura 3.10 – Feições macroscópicas e fotomicrografias de ortogneisse da Suíte Poço da Cruz. (A) Ortogneisse granodiorítico fortemente estirado - afloramento LU-0101. (B) Feixes fluxoso de biotita (Bt) numa matriz quartzo-feldspática e lamelas de muscovita (Ms) sobre crescendo sem orientação nas biotitas - afloramento LU-0130. (C) agregado de biotita orientadas e muscovitizadas (Ms), quartzo (Qtz) em trama de forma contornando agregado “augen” de microclina (Mc) - afloramento LU-0132. (D) Caracteriza o forte estiramento de microclina, quartzo e muscovitização da biotita - afloramento LU-0132. (E) Textura em mosaico com plagioclásio (Pl) e quartzo (Qtz) e lepidoblástica evidenciada pelos agregados de biotita - afloramento LU-0105. (F) Mesma imagem de “E” com nicóis paralelos.

em padrão xadrez. Pode alterar-se para a muscovita, formar agregados, apresentar fraca extinção ondulante e tamanhos menores que 4,0 mm. O plagioclásio é do tipo oligoclásio (22-27% An), xenomórfico, alinhado na foliação principal, com fraca extinção ondulante e comumente com boa geminação albita. Podem aparecer com uma ligeira alteração superficial, inclusões de zircão e agregados de ordem centimétrica, mas com grãos individuais que geralmente não ultrapassam 2,5 mm. O quartzo é xenomórfico, estirado segundo a foliação principal, com moderada a forte extinção ondulante e às vezes feições venulares acompanhando aquela foliação. Seus tamanhos são inferiores a 2,5 mm. Pode crescer nas sombras de pressão dos porfiroclastos de feldspato (Figura 3.13). A muscovita é hipidiomórfica, formada a partir da alteração de biotita e microclina. Os minerais opacos são xenomórficos e sempre associados às biotitas. O zircão ocorre como inclusões nas biotitas formando halos de metamictização.

Os anfibolitos do Grupo São José são encontrados ao longo das Serras de São José na forma de lentes alongadas (Figura 3.14) na direção NE-SW. São comumente alterados pelo Intemperismo, sendo melanocráticos e verdes escuros. A mineralogia principal é representada por hornblenda, epidoto e plagioclásio.



Figura 3.12 – Biotita gnaiss xistoso deformado e em detalhe com forte crenulação, foliação de baixo ângulo. LU-0396.



Figura 3.11 (A) Biotita gnaiss xistoso evidenciando veios pegmatoides boudinados. Veios pegmatoides indicados pela seta vermelha e dobras intrafoliais indicados pela seta branca. (B) Caracteriza estrutura gnáissica xistosa em baixo ângulo. Afloramento LU-0396.

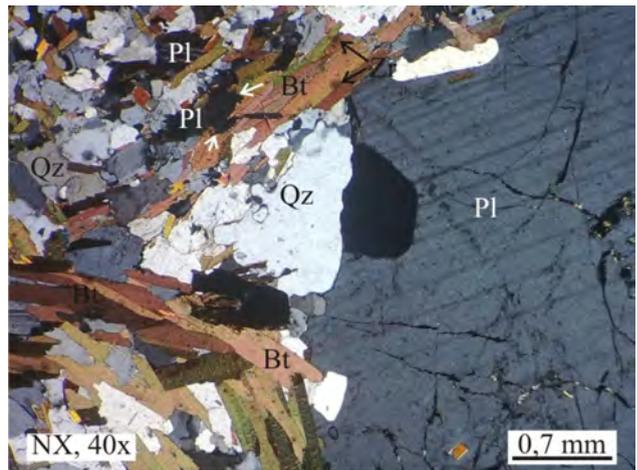


Figura 3.13 – Fotomicrografia de biotita gnaiss mostrando porfiroblasto de plagioclásio (Pl) desviando a foliação biotítica (Bt) e formando sombra de pressão com recristalização do quartzo (Qz). Notar contatos irregulares sugerindo consumo da biotita pelo plagioclásio (setas brancas) e halopleocroísmo do zircão (Zr) incluído na biotita (setas pretas). Afloramento LU-0396.



Figura 3.14 – Lentes de anfibolito do Grupo Serra de São José. Afloramento LU-0564, UTM ZONA 24: 572768/9315312. Município de Água Nova – RN. O cabo do martelo indica o Norte.

Apresenta textura nematoblástica sendo constituído por anfibólio (60-75%), plagioclásio (10-15%), epidoto (10-15%) como minerais principais e titanita (0-4%), opacos (0-1%) como minerais acessórios.

A hornblenda é hipidiomórfica a xenomórfica, orientada (Figuras 3.15 A, B) e apresentando bordas corroídas por minerais opacos, contatos irregulares com plagioclásio, inclusões de plagioclásio. Altera-se muitas vezes para epidoto. Seus tamanhos não ultrapassam 2,0 mm.

O plagioclásio é oligoclásio (22% a 25% An) ocorrendo com maclas polissintéticas em poucos cristais. Apresenta-se em duas gerações: (1) inclusões idiomórficas em hornblenda, apresentando tamanhos por volta de 0,1 a 0,2 mm; (2) dispersos na matriz como cristais xenomórficos alongados, com tamanhos não ultrapassando 1,8mm.

A titanita é hipidiomórfica a xenomórfica, por vezes ameboide. Apresenta-se nas bordas de minerais opacos, às vezes com inclusões destes. Os tamanhos atingem no máximo de 0,55 mm. Os minerais opacos são em sua maioria xenomórfico e inclusos na titanita. Também encontram-se nas bordas das hornblendas, consumindo-as e os tamanhos variam de 0,01 a 0,03mm.

3.2.5 - Suíte Serra do Deserto

No domínio Jaguaribeano destaca-se a suíte intrusiva Serra do Deserto representada por leucognaisses e *augen* ortognaisses graníticos a sienograníticos, paleoproterozoicos e anorogênicos (Sá, 1991; Silva e Sá, 1997; Cavalcante, 1999). Distribui-se essencialmente em faixas com direção NNE-SSW entre o Complexo Jaguaretama, o Grupo São José e o granito Pereiro. Exibe contínuos lineamentos, relevo moderado a elevado, formando a encosta E da Serra de São José, se destacando topograficamente com relação às rochas do Complexo Jaguaretama. Os ortognaisses sienograníticos frequentemente

são leucocráticos, por vezes mesocráticos, com granulometria média a grossa e frequentemente porfiroblástica/porfiroclástica com feição *augen* bem desenvolvida pelos feldspatos estirados. São rochas com coloração rosada, quartzo-feldspática e com pintas negras e esverdeadas dos minerais máficos. Apresentam forte foliação gnáissica denotada pela orientação dos minerais máficos e os agregados quartzo-feldspáticos. Nas zonas de maior intensidade de deformação, adquirem feição protomilonítica a milonítica (Figura 3.16 A, B) e cataclástica com intenso fraturamento (Figura 3.17 A, B), além de estruturas S-C e quartzo *ribbon*. A milonitização proporciona a formação de microbandas miloníticas evoluindo para quartzitos miloníticos, ultramilonitos e milonitos xistosos (filonitos).

A textura *augen* é evidenciada pelos clastos de microclina e plagioclásio, favorecendo a geração de sombra de pressão e cauda de recristalização em decorrência da forte deformação.

É composta essencialmente por microclina (28-40%), plagioclásio (22-30%), quartzo (20-30%) e com máficos representados por biotitas (1-5%), ferrohastingsita (0-4%), epidoto (2-3%), muscovita/sericita (0-3%), minerais opacos (1-3%), titanita (1%), clorita (0-1%), hidróxido de ferro (1%), allanita (0-1%), saussurita (<1%) e zircão (<1%).

A microclina é xenomórfica, com geminação albita-periclina, com extinção ondulante e com fraca sericitização de alguns cristais (Figura 3.17C, D). Apresenta-se em microporfiroclastos pertíticos com feição *augen*, desenvolvendo sombra de pressão e cauda de recristalização. Seus tamanhos não ultrapassam 1,5 mm. O quartzo apresenta-se em exudados, com feição *ribbon* (Figura 3.17C, D), fortemente orientados e com extinção ondulante. Por vezes encontra-se como inclusão e em microfissuras da microclina. Seus tamanhos são inferiores a 2,0 mm. O plagioclásio (oligoclásio com aproximadamente 25% de anortita) com boa geminação albita, exibe forte extinção ondulante e geminação deformada (Figura

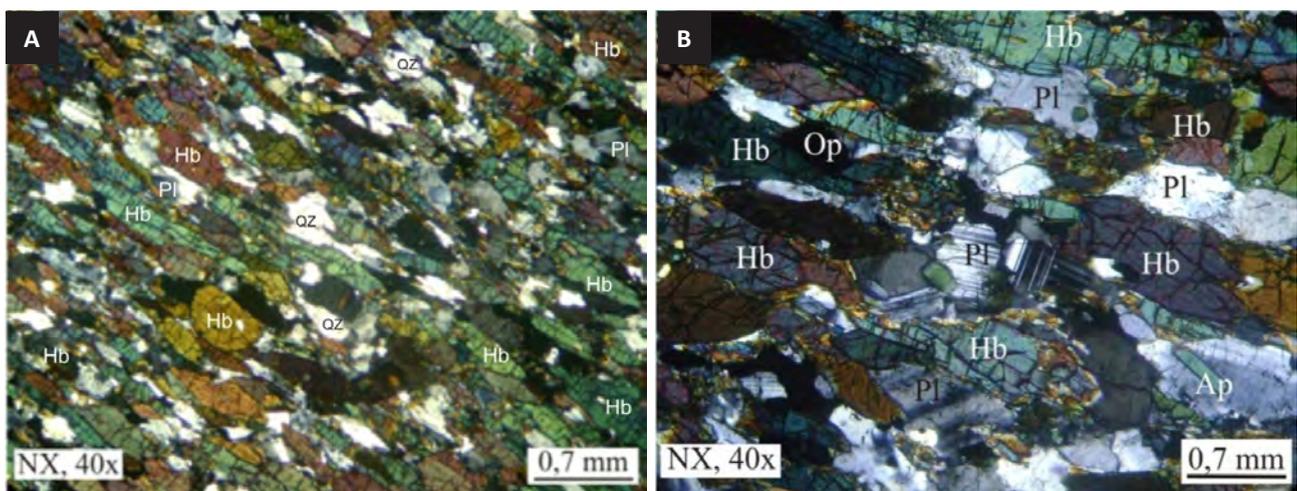


Figura 3.15 – (A) Fotomicrografia de hornblenda anfibolito mostrando a textura nematoblástica marcada pelos agregados fluxosos de hornblenda (Hb) e plagioclásio (Pl). (B) Notar inclusões de minerais opacos (Op) e apatita (Ap) nos referidos minerais. Afloramento LU-0610.



Figura 3.16 – (A) Ortogneisse granítico leucocrático da suíte Serra do Deserto apresentando foliação milonítica em alto ângulo com trend NE-SW (o cabo do martelo indica o Norte), afloramento LU-0611. (B) Ortogneisse granítico evidenciando intenso estiramento, afloramento LU-0612, a NE da cidade de Cel. João Pessoa - RN.

3.17E). Ocasionalmente os microporfiroblastos desenvolvem cauda de recristalização. Nota-se também textura mirmequítica e às vezes forte saussuritização. Seus tamanhos atingem no máximo 1,0 mm. A biotita altera-se para hidróxidos de ferro e clorita (Figura 3.17F). Apresenta-se comumente associado ao epidoto e minerais opacos. Seus cristais não ultrapassam 0,5 mm. O epidoto cristaliza-se invariavelmente a partir da biotita, plagioclásio e anfibólio. Os minerais opacos são xenomórficos a hipidiomórficos e possuem inclusões de biotita e epidoto, alterando-se para hidróxidos de ferro (Figura 3.17F), por vezes possuindo titanita nas bordas. A muscovita é orientada, sendo produto de alteração da biotita e microclina. Seus tamanhos são inferiores a 0,2 mm. O hidróxido de ferro é xenomórfico, aparecendo como produto de alteração do anfibólio, biotita e minerais opacos, preenchendo fraturas e interstícios minerais.

3.2.6 - Granitoides neoproterozoicos

São representados por vários corpos neoproterozoicos a cambrianos intrusivos, classificados aqui de acordo com a química descrita no capítulo de Geologia Regional, sendo representadas pelos sienogranitos a monzogranitos porfiríticos da Suíte intrusiva Itaporanga, dioritos da Suíte intrusiva São João do Sabugi, monzogranitos a sienogranitos finos da Suíte intrusiva Dona Inês e aegirina-augita sienogranitos da Suíte intrusiva Catingueira.

Suíte intrusiva Itaporanga

Ocupando boa parte do extremo NW da Folha, o granitoide Pereiro é constituído por um batólito com mais de 2000 km² de extensão e tem sua melhor exposição na cidade homônima, localizada na porção noroeste da Folha. Caracteriza-se por uma região de topografia mais elevada, com grades serras de topo plano e serve como encaixante para corpos dioríticos de diversas

dimensões pertencentes à suíte Dr. Severiano (Suíte São João do Sabugi), além de corpos pegmatíticos de menor expressão.

As rochas são inequigranulares, comumente porfiríticas (Figura 3.18), com granulometria média a grossa, geralmente com boa foliação no centro do corpo, até milonítica nas porções marginais e frequentemente com agregados máficos centimétricos a decimétricos (Figura 3.19), geralmente estirados. É comum a presença de diques subparalelos e *sheets* encaixados nos leucognaisses da suíte Serra do Deserto e do embasamento, esse último também encaixando corpos satélites no extremo NW da Folha (Perfil Ererê – Pereiro). É bastante comum a presença de fraturamento e falhas com estrias.

As rochas são leucocráticas, faneríticas, inequigranulares média a grossa, frequentemente porfiríticas (Figura 3.20) e variando entre um alinhamento discreto dos cristais (foliação magmática?) a uma boa foliação. É composto principalmente por microclina (28-40%), plagioclásio (25-35%), quartzo (15-25%), ferrohastingsita (7-16%), titanita (1-3%), minerais opacos (1-2%) e clinopiroxênio (hedenbergita) (1%), além dos minerais acessórios zircão (<1%), apatita (<1%), allanita (<1%), carbonato (<1%) e epidoto (<1-3%).

A microclina apresenta-se com boa geminação albita-periclina e como freqüentes fenocristais (até 1,0 cm de eixo maior) hipidiomórficos, zonados, micropertíticos, porém usualmente xenomórficos a hipidiomórficos. Apresenta ainda inclusões de plagioclásio, anfibólio, clinopiroxênio e zircão. O plagioclásio é xenomórfico a hipidiomórfico, do tipo oligoclásio (22-25% An), comumente apresentando-se como fenocristais zonados com centro saussuritizado (em algumas amostras aparece intensamente saussuritizado). Possui contatos irregulares a retos, com formação de mirmequitas e boa geminação polissintética, por vezes ligeiramente deformado.

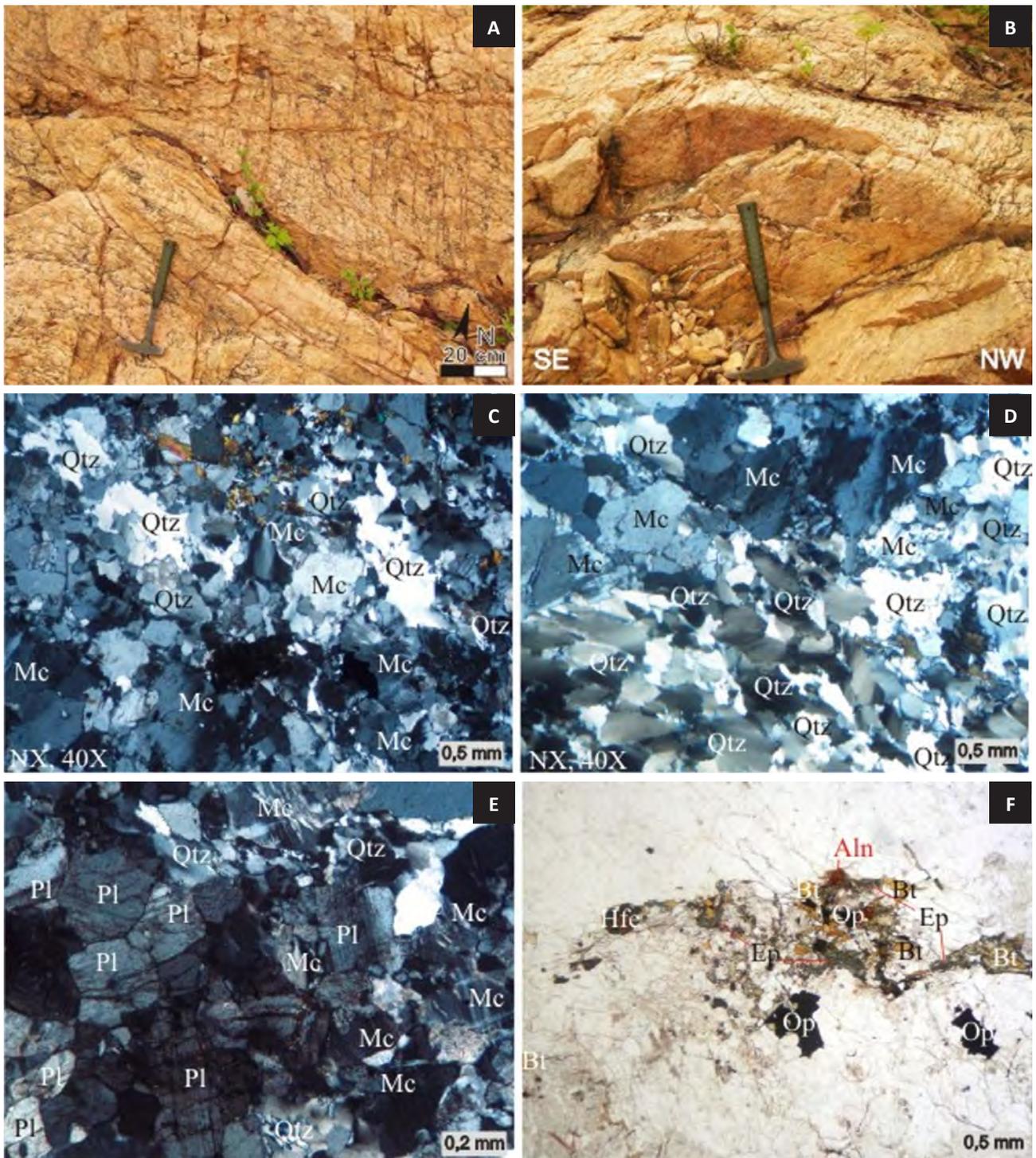


Figura 3.17 – Feições macroscópicas e fotomicrografias de ortogneisses da Suíte intrusiva Serra do Deserto. (A) e (B) evidenciam ortogneisse granítico leucocrático com coloração rosada da matriz quartzo-feldspática com um intenso fraturamento - A e estiramento - B (Afloramento LU-0191). (C) Evidencia microclina (Mc) com forte extinção ondulante e quartzo (Qtz) alguns com textura ribbon - Afloramento LU-0070. (D) Caracteriza exudado de quartzo (Qtz) com textura ribbon numa matriz quartzo-feldspática - Afloramento LU-0070. (E) Mostra plagioclásio (Pl) com forte extinção ondulante e fissuramento e quartzo fortemente estirado - Afloramento LU-0070. (F) Mostra minerais opacos (Op) e epidotos (Ep) consumindo as biotitas (Bt).A Allanita (Aln) é bordejada por epídoto e os hidróxidos de ferro (Hfe) se alteram a partir dos minerais opacos - Afloramento LU-0070.



Figura 3.18 – Textura porfírica do granitoide Pereiro, com destaque para pórfiro centimétrico de K-feldspato. Afloramento LU-0443.

Aparece com inclusão de anfibólio, clinopiroxênio, zircão e allanita. Seus tamanhos podem atingir 5,0 mm. O quartzo é xenomórfico, com moderada a forte extinção ondulante, por vezes fraturado e frequentemente intercrescido com plagioclásio. Seus contatos são irregulares e apresenta inclusões de zircão, apatita e allanita, além de formar agregados com feições venulares. Seus tamanhos são inferiores a 3,5 mm. O anfibólio, do tipo ferrohastingsita, é xenomórfico, raramente hipidiomórfico e dimensões de até 3,0 mm. Sua orientação marca uma boa foliação e comumente forma agregados máficos junto com titanita, minerais opacos e clinopiroxênio. Aparece com contatos irregulares a interdigitados com o clinopiroxênio sugerindo sua formação a partir desse mineral (Figura 3.20). Altera-se ainda para epidoto, minerais opacos e localmente carbonato. O clinopiroxênio pertence à

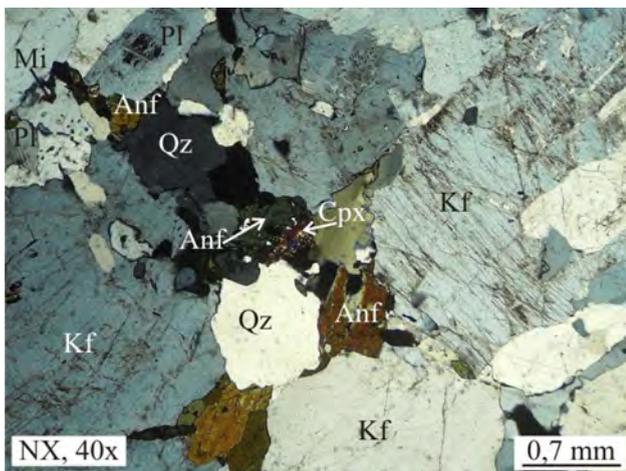


Figura 3.20 – Fotomicrografia mostrando cristal de anfibólio (Anf) bordejando clinopiroxênio (Cpx), denotando consumo desse último. Notar também fenocristais de K-feldspato (Kf), quartzo (Qz) e plagioclásio (Pl) com mirmequitas (Mi) - Afloramento LU-0421, município de São Miguel (RN), baixio dos Marangóias.



Figura 3.19 – Mostra textura fanerítica grossa do granitoide Pereiro, com destaque para encrave máfico bastante comum ao longo de todo o corpo. Afloramento LU-0532, Pereiro (CE), estátua do Cristo.

série diopsídio-hedenbergita sendo mais próximo ao componente rico em ferro (hedenbergita). Aparece bastante fraturado e associado à titanita, opacos e anfibólio, sendo notadamente consumido por este último, podendo aparecer como inclusão relíquia ou totalmente bordejado pelo anfibólio (Figura 3.20). Seus tamanhos são inferiores a 2,2 mm. A titanita é hipidiomórfica a idiomórfica, por vezes xenomórfica, podendo formar agregados e frequentemente associada à ferrohastingsita (Figura 3.21), como inclusão total ou parcial, além de inclusão de minerais opacos. Os minerais opacos são xenomórficos e aparecem como inclusão nos anfibólios ou com borda de titanita. O zircão, a apatita e a allanita aparecem como diminutos cristais, geralmente idiomórficos e inclusos na maioria das fases minerais. A formação de carbonato e epidoto estão relacionadas à alteração de minerais como anfibólio, plagioclásio e titanita. O epidoto também está associado à microfissuras.

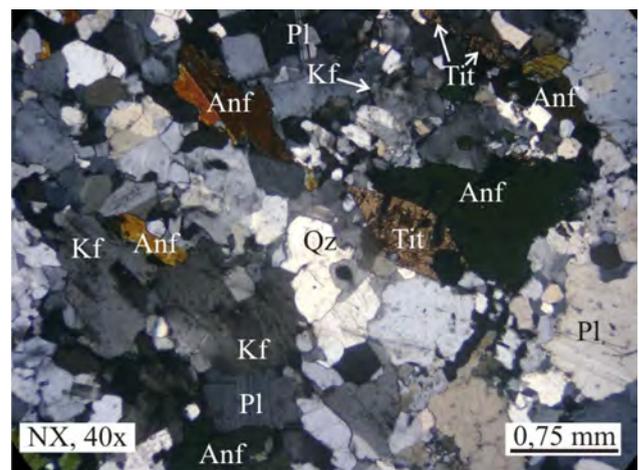


Figura 3.21 – Fotomicrografia de anfibólio granito (Pereiro) mostrando titanita (Tit) euédrica e anfibólio (Anf) do tipo ferrohastingsita alinhados, além da fase félsica formada por quartzo (Qz), plagioclásio (Pl) e K-feldspato (Kf). Afloramento LU-0522.

Uma amostra, próxima a Dr. Severiano (RN), apresenta microzonas de cisalhamento com diminuição na granulometria dos cristais e formação da biotita (sem presença de anfibólio). Uma fácies localizada na comunidade de Riacho Fundo, a leste de São Miguel (RN), de coloração cinza clara, biotítica, bastante foliada e próxima ao contato com diorito, possui composição modal semelhante, porém sem ferrohastingsita e com 15% de biotita (Figura 3.22).

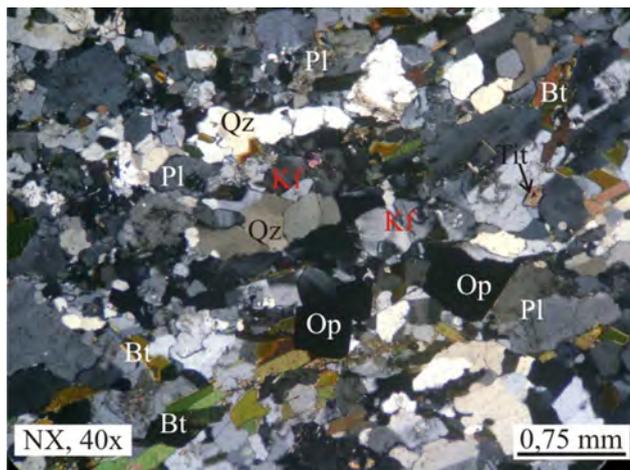


Figura 3.22 – Fotomicrografia de biotita granito mostrando biotita (Bt) orientada, minerais opacos (Op) e plagioclásio levemente alterado, além de quartzo (Qz), K-feldspato (Kf) e titanita (Tit) em trama de forma - Afloramento LU-0392.

Na faixa E e SE da Folha esta suíte é representada por ferrohastingsita - biotita sienogranitos a monzogranitos porfíricos (Figura 3.23A), por vezes equigranulares, com granulometria média a grossa, mesocráticos a leucocráticos, com coloração rosada a esbranquiçada e comumente isotrópicos. Os cristais de microclina são bem desenvolvidos, com tamanho chegando a 10 cm. Nota-se ainda comumente em segregações de biotita orientadas. Ocorre também como hornblenda - biotita metasiogranito a metamonzogranito, com granulometria média a fina, mesocrático, por vezes leucocrático, coloração rosada e textura microporfírica a porfírica com cristais de microclina atingindo 2 cm. A biotita e ferrohastingsita são os máficos predominantes, e magnetita é o mineral opaco mais importante. Estrutura de fluxo pode ser observada em alguns afloramentos denotada principalmente pela orientação das lamelas de biotita e pórfiros de microclina (Figura 3.23B). Encraves máficos de composição diorítica de proporções métricas são observados ocasionalmente. Estes encraves são compostos por biotita - hornblenda metadioritos, de coloração cinza escuro a esverdeada, melanocrática e granulometria fina. *Sheets* graníticos correlatos, leucocráticos, rosados, de granulometria média a grossa são observados encaixados no Complexo Caicó, próximo ao corpo de Catolé do Rocha, extremo SE da folha. Diques de pegmatito comumente cortam estas rochas. Nas bordas dos corpos em geral encontram-se fortemente deformados com estrutura milonítica.

Foi descrita uma seção delgada no corpo de Catolé do Rocha a SE da Folha. Esta rocha exibe coloração esbranquiçada da matriz quartzofeldspática, com textura porfírica e granulometria grossa a muito grossa. Este granito é constituído por microclina (45%), quartzo (25%), plagioclásio (15%), biotita (9%) e anfibólio (4%), tendo como acessórios minerais opacos (1%), titanita (1%), epidoto (<1%), apatita (<1%), zircão (<1%), allanita (<1%), sericita (<1%) e saussurita (<1%).

A microclina cristaliza-se como pórfiros xenomórficos a hipidiomórficos, com geminação albita-periclina e peritéticos, exibindo fraca alteração para sericita e com extinção ondulante (Figura 3.23C). Possui inclusões de biotita, quartzo e plagioclásio. Seus tamanhos não ultrapassam 11,0 mm. O plagioclásio (oligoclásio com ca. 25% de anortita) é xenomórfico a hipidiomórfico, com geminação albita, comumente saussuritizados e com extinção ondulante fraca a moderada (Figura 3.23D). Observa-se também intercrescimento mirmequíticos e por vezes com borda albitica. Seus tamanhos não ultrapassam 5,0 mm. O quartzo é xenomórfico, com forte extinção ondulante e com tamanhos inferiores a 9,0 mm. A biotita é ripiforme, com extinção ondulante moderada, sofrendo alteração incipiente para hidróxidos e por vezes deformada (Figura 3.23E). Apresenta íntima relação de crescimento com titanitas, minerais opacos e epidoto. Mostra frequentes inclusões de zircão e apatita. Seus tamanhos não ultrapassam 2,3 mm. A ferrohastingsita é hipidiomórfica (Figura 3.23E) possuindo inclusões de biotita, quartzo e minerais opacos. Seus tamanhos não ultrapassam 2,0 mm. A titanita muitas vezes bordejando os minerais opacos e substitui a biotita (Figura 3.23F). O zircão é idiomórfico com auréola de metamictização, quando incluso na biotita. A apatita cristaliza-se em alongados e finos cristais idiomórficos. A allanita é hipidiomórfica, estando comumente metamictizada (Figura 3.23F) e zonada.

Suite intrusiva São João do Sabugi

Os principais corpos pertencentes a essa suíte são encontrados nas regiões de Dr. Severiano (RN) até a comunidade de Guardado (porção central da área), entre as comunidades Riacho Fundo e Bonito (porção Sudoeste) e na região de Açude Novo (porção Oeste), além do corpo na região de Poço Dantas (PB). Tais corpos ocorrem, via de regra, em regiões de topografia mais arrasada, enquanto que corpos menores encontram-se bastante intemperizados.

Na região de Doutor Severiano as relações de campo (xenólitos) (Figura 3.24) sugerem uma formação posterior dessa suíte em relação ao granitoide Pereiro. É comum encontrar pedaços do granito bastante estirados nos dioritos, sobretudo nos afloramentos do corpo de Dr. Severiano.

Pelo menos duas fácies podem ser evidenciadas, sendo ambas equigranulares, porém

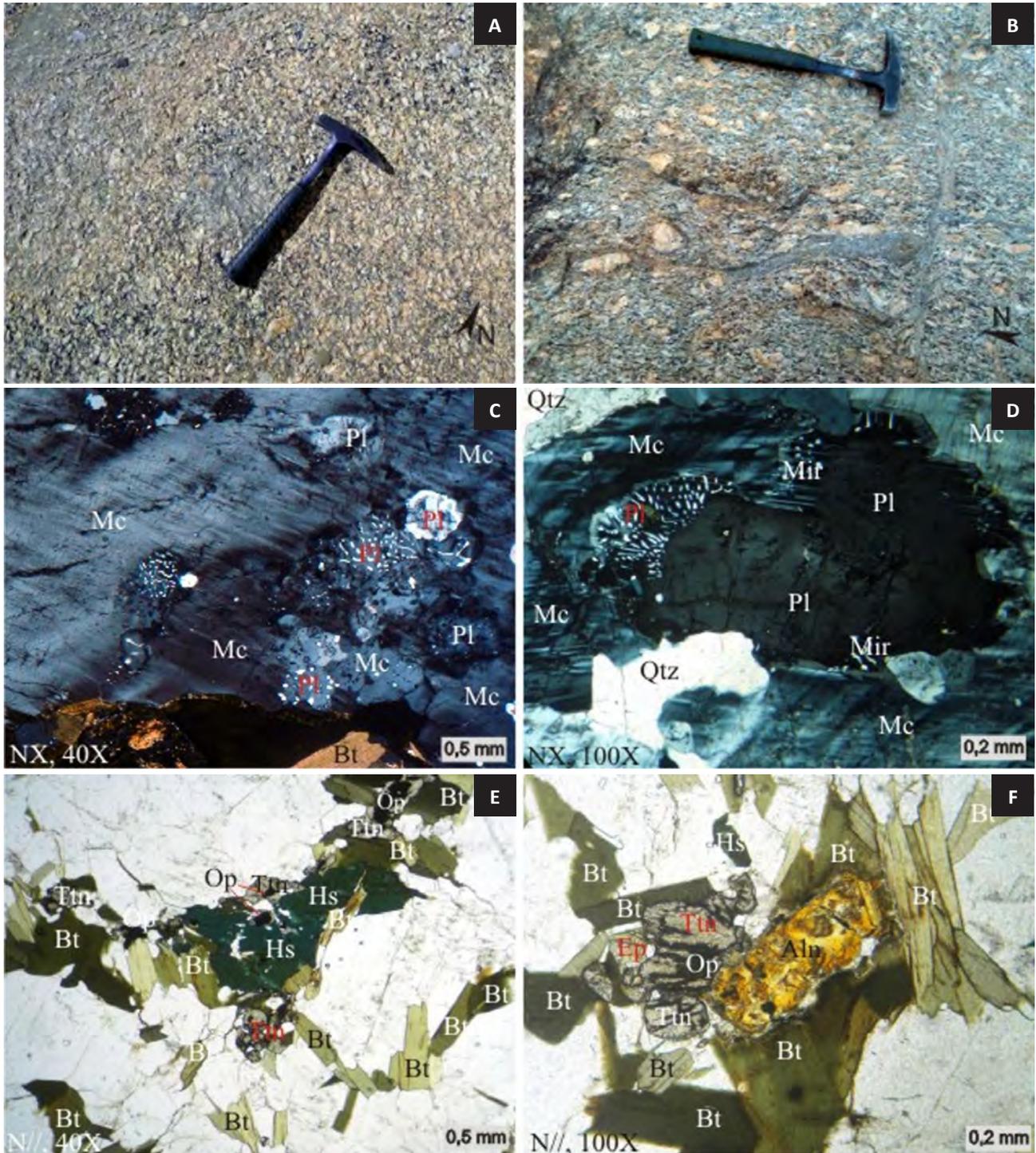


Figura 3.23 – Feições macroscópicas e fotomicrografias de rochas da Suíte Itaporanga na porção SE da Folha (corpo de Catolé do Rocha). (A) Granito porfírico com destaque para fenocristais de microclina mostrando uma forte lineação - Afloramento LU-0103. (B) Granito porfírico com destaque para forte estrutura de provável fluxo dos fenocristais de microclina - Afloramento LU-0166. (C) Pórfiro de microclina (Mc) pertítica com inclusões de plagioclásio (Pl) com texturas mirmequíticas. Nota-se ainda lamelas de biotita (Bt) bordejando o pórfiro de microclina - Afloramento LU-0103. (D) Cristais de plagioclásio (Pl) com textura mirmequítica e ainda alguns cristais de quartzo (Qtz) e microclina (Mc) - Afloramento LU-0103. (E) Lamelas de biotita (Bt) associada à ferrowhastingsita (Hs), e titanita (Ttn) bordejando os minerais opacos (Op) e substituindo anfibólio e biotita - Afloramento LU-0103. (F) Cristal de titanita (Ttn) intercrescendo com minerais opacos (Op), ambos consumindo a biotita, além de cristal de allanita (Aln) com halo de metamictização. Observe a blastese de epidoto (Ep) - Afloramento LU-0103.

uma de granulometria fina e outra mais grossa. Os trabalhos de Magini & Hackspacher (2005 e 2008) consideram ainda um terceiro tipo para o corpo diorítico de Dr. Severiano, chamado de cumulado, sendo formado quase que totalmente (90% da rocha) de biotita e anfibólio. Tal tipo somente foi encontrado preenchendo fraturas, geralmente na fácies mais fina. No corpo do Açude Novo (RN) encontra-se variedade ácida, granitoide, com granulometria grossa a muito grossa (Figura 3.25), sendo possivelmente um megaxenólito ou rocha diferenciada a partir de um magma máfico. Estreitos diques quartzo-feldspáticos são comuns, seja acompanhando a foliação ou dobrado.



Figura 3.24 – Enclaves do granito em rocha diorítica. Afloramento LU-0392.



Figura 3.25 – Rocha granítica equigranular associada à suíte São João do Sabugi, nos arredores do Açude Novo (RN) no extremo NW da Folha. Afloramento LU-0412.

De maneira geral, as litologias dessa suíte apresentam boa foliação, sobretudo na fácies mais fina, que intensifica nas regiões de zonas de cisalhamento. Podem formar agregados centimétricos de minerais opacos, apresentando feições de mistura de magma.

Essa suíte é formada por rochas de natureza diorítica a mais raramente tonalítica, coloração cinza

escura a preta, granulometria fina a grossa, por vezes porfirítica, com xenólitos (autólitos?) de granitoide e feições autolíticas de mistura de magmas (*mixing e mingling*) (Figura 3.26), podendo também encaixar diques pegmatíticos. Microscopicamente, o diorito grosso apresenta-se como uma rocha escura, textura fanerítica inequigranular, com granulometria média a grossa, ocorrendo dentro do corpo granítico Pereiro. É composta principalmente por plagioclásio (50-35%), anfibólio (20-40%) e biotita (15-20%), além dos acessórios titanita (3-8%), quartzo (0-2%), clinopiroxênio (0-5%), opacos (1-2%), apatita (<1%), zircão (<1%) clorita (<1%) e carbonato (<1%).



Figura 3.26 – Evidencia duas rochas (diorítica versus tonalítica/granitoide) com feições de autólitos entre dois tipos de magmas - Afloramento LU-0510 e escala aponta o Norte.

O plagioclásio é subeuédrico a anédrico, com geminação polissintética e simples, comumente deformadas e tamanhos inferiores a 5,0 mm. É do tipo oligoclásio (25-27% An), com contatos retos a irregulares junto à biotita e anfibólio e frequentemente com moderada a forte alteração, além de zonação concêntrica. O anfibólio (hornblenda) é subeuédrico a anédrico, raramente euédrico, podendo ser interdigitado com a biotita. Possui inclusões de titanita, minerais opacos, apatita e biotita, além de aparecer bordejando cristais de clinopiroxênio ou com inclusões relíquias deste (Figura 3.27). Localmente pode sofrer cloritização e seus tamanhos podem atingir 2,75 mm. A biotita é subeuédrica a anédrica, geralmente como agregados fluxosos, interdigitando-se com o anfibólio. A relação de inclusão com o anfibólio é variada (Figura 3.28), podendo aparecer com inclusão ou incluindo este último, indicando uma contemporaneidade na cristalização. Seus tamanhos são menores que 2,5 mm de eixo maior. A titanita é subeuédrica a anédrica, raramente euédrica, sempre associada à biotita e anfibólio, podendo aparecer nos contatos ou como inclusão nesses, além de bordejar alguns cristais de minerais opacos. O quartzo é anédrico, com contatos poligonais a irregulares, extinção ondulante moderada e tamanhos inferiores a 2,5 mm.

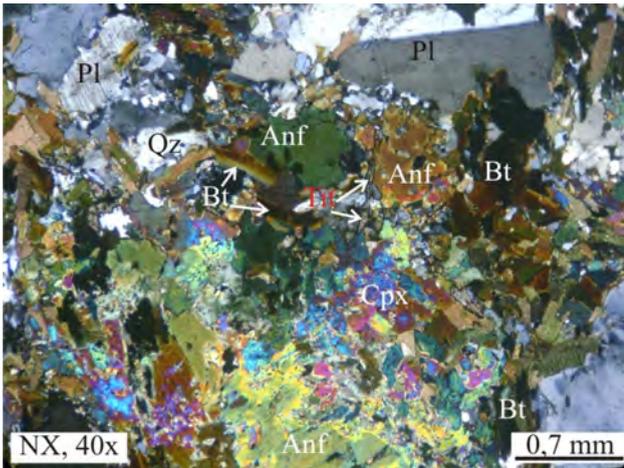


Figura 3.27 – Fotomicrografia em diorito mostrando cristais de clinopiroxênio (Cpx) sendo consumidos por anfibólio (Anf) e biotita (Bt). Cristais de plagioclásio (Pl) e titanita (Tit) também se destacam na matriz - Afloramento LU-0503.

O clinopiroxênio (provavelmente hedenbergítico) é xenomórfico, por vezes possuindo bordas de anfibólio. Seus tamanhos são inferiores a 2,0 mm. Os minerais opacos são, em geral, anédricos e associados à biotita e anfibólio, por vezes com borda de titanita. Seus tamanhos médios são de 0,5 mm, mas alguns podem atingir até 5,0 mm. A apatita ocorre como cristais euédricos, até aciculares e na maioria das vezes inclusos nos anfibólios e biotitas. Algumas manchas de carbonato podem ser vistas associadas ao clinopiroxênio e anfibólio, bem como algumas cloritas decorrentes da alteração ao longo das clivagens de biotita e anfibólio.

O diorito fino é semelhante ao anterior. Trata-se de uma rocha de coloração cinza escura a preta, fanerítica, por vezes maciça, inequigranular e granulometria fina a média. É a fácies mais comum dessa unidade, aparecendo com boa foliação e sendo composta essencialmente por plagioclásio (58-60%), biotita (20-25%) e anfibólio (10-15%), e como acessórios titanita (3%), quartzo (1-2%), minerais opacos (<1%), epídoto (<1%), zircão (<1%) e apatita (<1%).

O plagioclásio é subeuédrico a anédrico, geralmente orientado e com boa geminação polissintética. É comumente zonado (Figura 3.29), com ligeira alteração e classificado como oligoclásio (24-26% An). Seus tamanhos são inferiores a 1,2 mm. A biotita é ripiforme, geralmente formando agregados orientados (Figura 3.29), por vezes interdigitando-se com anfibólio, podendo aparecer inclusa neste último. Seus tamanhos não ultrapassam 1,5 mm. O anfibólio é hornblenda, às vezes orientado e possuindo inclusões de biotita, titanita e apatita. É localmente maclado e os tamanhos menores que 1,8 mm de eixo maior. A titanita é subeuédrica a anédrica, por vezes amebóide, raramente euédrica, sempre associada à biotita e/ou anfibólio e com inclusões de minerais opacos e apatita, com tamanhos inferiores

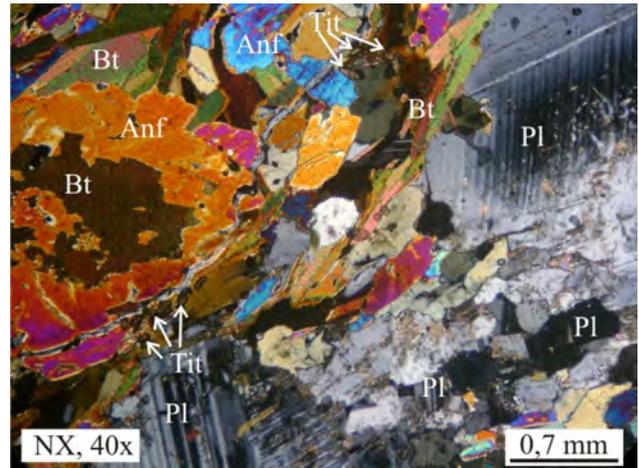


Figura 3.28 – Fotomicrografia de biotita - hornblenda diorito mostrando as relações de inclusão entre biotita (Bt) e anfibólio (Anf) e fenocristais de plagioclásio (Pl) com geminação deformada e levemente alterado, além de cristais euédricos de titanita - Afloramento LU-0514.

a 0,5 mm. O quartzo é subeuédrico, com forte extinção ondulante e intersticiais. Os minerais opacos são geralmente anédricos e sempre associados aos máficos. Os epídotos são frequentemente euédricos, alguns com núcleo de allanita e por vezes consumindo a biotita e o anfibólio. A apatita ocorre como cristais prismáticos, euédricos, aciculares a hexagonais, geralmente inclusos em biotita, anfibólio e plagioclásio. O zircão ocorre cristais euédricos a subeuédricos, geralmente incluso em biotita.

Em regiões com deformação mais intensa, a rocha enriquece em quartzo, provavelmente remobilizado/recristalizado durante o cisalhamento, diminuindo ainda mais a granulometria, além de deformar a maioria dos cristais de plagioclásio, provocando forte extinção ondulante e deformação das maclas.

Na região de Poço Dantas (PB) foi descrito apenas um corpo diorítico intrusivo no Complexo

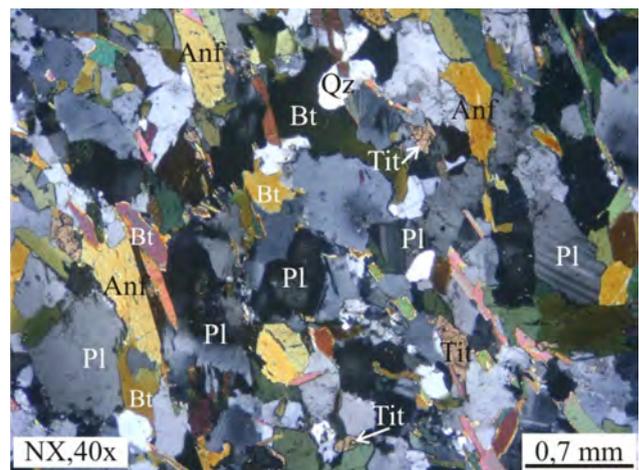


Figura 3.29 – Fotomicrografia em hornblenda - biotita diorito fino mostrando uma orientação das biotitas (Bt), anfibólio (Anf) e titanita (Tit), além da trama de forma dos plagioclásios (Pl), por vezes zonados - Afloramento LU-0462.

Jaguaretama e Suíte Serra do Deserto, denominado Diorito Poço Dantas. É melanocrático, com feição “sal e pimenta” (Figura 3.30A), coloração esverdeada a cinza escura, fanerítico com granulometria média a grossa, por vezes fina. A biotita e hornblenda formam a assembléia máfica, sendo a biotita predominante. Cristais de epidoto também são observados. Quando submetido à deformação, apresenta uma fraca orientação da biotita e hornblenda. Venuações centimétricas de composição granodiorítica, diques aplíticos e pegmatíticos decimétricos são observados. Em zonas de cisalhamento adquire feição milonítica formando epidoto - hornblenda ortognaisses miloníticos e evoluindo para epidoto quartzito milonítico.

Em seção delgada os dioritos apresentam textura fanerítica e granulometria média a fina. Uma foliação incipiente é denotada pela orientação das lamelas de biotita e agregados de quartzo, indicando estrutura de fluxo e/ou deformação na borda do corpo. Textura de subgrão é visualizada em seção delgada (LU-0051) mais próxima a zona de cisalhamento, adquirindo feição protomilonítica. É constituída por plagioclásio (50-45%), biotita (30-20%), hornblenda (9-16%), K-feldspato (6%) e quartzo (2-7%), tendo como acessórios epidoto (<3%), titanita (<2%), apatita (<1%), zircão (<1%), minerais opacos (<1%), clorita (<1%), carbonato (<1%), sericita (<1%) e saussurita (<1%).

O plagioclásio (andesina com 34 a 40% de An) desenvolve geminação albita, com zonação (Figura 3.30B) e mirmequitas. Apresenta também fraca saussuritização, extinção ondulante e geminação deformada (Figura 3.30C). Inclusões de hornblenda e biotita são ainda comumente observadas. Seus tamanhos não ultrapassam 3,3 mm. A biotita é hipidiomórfica, com extinção ondulante, por vezes orientada e sofrendo alteração incipiente para hidróxidos de ferro, carbonato e clorita e hornblenda e a titanita (Figura 3.30D). Observa-se também titanita inclusa nas clivagens e possui inclusões de zircão e apatita. Seus tamanhos atingem no máximo 3,0 mm. A hornblenda é por vezes esquelética (Figura 3.30D) e localmente geminada, apresentando frequentes inclusões de biotita e titanita, além de simplectitas com o quartzo. Alguns cristais são orientados e seus tamanhos não ultrapassam 3,3 mm. O K-feldspato é provavelmente ortoclásio, ocorrendo não geminado (Figura 3.30C), por vezes pertíticos. Apresenta inclusões de biotita, plagioclásio e anfibólio. Seus tamanhos ao ultrapassam 3,5 mm. O quartzo forma em agregados (Figura 3.30C), com extinção ondulante, orientação incipiente e por vezes intercrescendo com hornblenda. Seus tamanhos são inferiores a 1,0 mm.

Suíte intrusiva Dona Inês

As rochas desta suíte estão representadas pelo batólito Luís Gomes, alongado no quadrante SW da Folha e um corpo também alongado, no extremo E da Folha na região envolvendo o município de Pilões. São

representados por monzogranitos a sienogranitos, leucocráticos rosados a esbranquiçados, raramente mesocráticos, equigranulares (Figura 3.31 A, B), a microporfíricos, granulometria fina a grossa e quartzo-feldspática com pintas negras das lamelas de biotita. São comumente isotrópicos, mostrando por vezes uma fraca estrutura de fluxo. Quando próximos a borda ocorrem deformados, desenvolvendo boa foliação e quando afetadas por zona de cisalhamento adquirem feição milonítica, como é o caso de parte da borda E do batólito de Luís Gomes.

A biotita é o máfico predominante e em alguns afloramentos a magnetita é o mineral acessório. Segregações centimétricas de máficos e enclaves granodioríticos são esporadicamente observados. Diques centimétricos a decimétricos de pegmatitos e aplitos são freqüentes em alguns afloramentos. Veios de quartzo mais tardios relativamente aos diques de pegmatito também se destacam.

Apresenta textura fanerítica, mesocrática, inequigranular, por vezes porfírica e com granulometria média a grossa, com destaque para os fenocristais rosados de microclina. Nota-se ainda uma boa foliação das biotitas, agregados de quartzo e feldspatos. Em seção delgada próxima a zona de cisalhamento, correlatas à ZC de Portalegre, observa-se com uma foliação protomilonítica denotada pela orientação dos cristais de biotita e pela estiramento e formação de subgrãos de quartzo. A rocha é constituída por microclina (20-40%), plagioclásio (20-40%), quartzo (24-30%), biotita (5-10%) e anfibólio (6%); tendo como acessórios epidoto (1%), minerais opacos (<1%), titanita (<1%), muscovita (<1%), apatita (<1%), zircão (<1%), allanita (<1%), saussurita (<1%), sericita (<1%), clorita (<1%) e hidróxidos de ferro (<1%).

A microclina é xenomórfica a hipidiomórfica, por vezes como fenocristais e pertítica (Figura 3.31C). Exibem cristais fraturados, com geminação albita-periclina, além de uma fraca alteração para sericita. Inclusões de biotita, plagioclásio e quartzo são observadas. Seus tamanhos atingem no máximo 6,0 mm. O plagioclásio (oligoclásio com 22 a 25% de An) é xenomórfico a hipidiomórfico, por vezes fraturado, com geminação albita e extinção ondulante. Nota-se ainda textura mirmequítica (Figura 3.31D) e por vezes saussuritizado, possuindo inclusões de quartzo e biotita. Seus tamanhos são inferiores a 3,0 mm. O quartzo forma agregados, sendo xenomórfico e com extinção ondulante moderada a forte. Seus tamanhos inferiores não ultrapassam 3,0 mm. A biotita é hipidiomórfica, orientada (Figura 3.31E) e sofre alteração incipiente para muscovita e clorita. Se associa à titanita e aos minerais opacos, possuindo inclusões de allanita, zircão e apatita. Está frequentemente consumida pela ferrohastingsita. Seus tamanhos alcançam no máximo 2,5 mm. O anfibólio é ferrohastingsita, apresentando inclusões de titanita, biotita e alterando-se de forma incipiente para epidoto (Figura 3.31F), face à atividade hidrotermal. Seus tamanhos são inferiores a 2,5 mm.



Figura 3.30 – Feições texturais do diorito – suíte São João do Sabugi. (A) Mostra diorito com textura equigranular e aspecto sal e pimenta (fotografia em planta do afloramento TFL-008 – estrada carroçável Venha Ver (RN) – Poço Dantas (PB), a 1 Km de Poço Dantas (PB), fora da Folha). (B) Mostra diorito destacando fenocristal de plagioclásio (Pl) zonado, além do arranjo orientado das biotitas (Bt) e hornblendas (Hb), corpo de Poço Dantas, LU-0006. (C) Caracteriza diorito, com forte extinção ondulante nos plagioclásios (Pl), prováveis feldspato-K (Kf) e agregados intersticiais de quartzo (Qz). Note a epidotização (Ep) do plagioclásio e biotita, corpo de Poço Dantas, LU-0006. (D) Evidencia diorito com agregados de biotita (Bt) sendo corroídas pela hornblenda (Hb) e microcristais de titanita (Tit), corpo de Poço Dantas, LU-0006.

Os minerais opacos são xenomórficos orientados e hipidiomórficos tardi- a pós-foliação. A titanita xenomórfica bordeja os cristais de minerais opacos. A allanita é metamictizada por vezes bordejada por cristais de epidoto. A muscovita geralmente cresce por mimetismo a partir da biotita.

Suíte intrusiva Catingueira

Encontramos corpos decamétricos a centenas de metros de composição monzonítica a sienítica intrudindo no Complexo Caicó e na Suíte Poço da Cruz. As rochas são leucocráticas a mesocráticas, com coloração rosada da matriz quartzo-feldspática, granulometria fina a média, inequigranular e às vezes porfírica. O clinopiroxênio do tipo aegerina-augita é o máfico predominante, por vezes granada e biotita, além de minerais opacos (magnetita). Uma deformação incipiente formada pela fraca orientação dos minerais máficos é observada nestes corpos.

Em seção delgada mostra fraca foliação indicada pela orientação dos agregados de granada e clinopiroxênio, textura fanerítica, com granulometria média a grossa. É constituída por microclina (45%), plagioclásio (29%), quartzo (10%), granada (8%) e aegirina-augita (6%), tendo como acessórios minerais opacos (1%), titanita (<1%), apatita (<1%), allanita (<1%), sericita (<1%) e hidróxido de ferro (<1%).

A microclina exibe boa geminação albita-periclina (Figura 3.32A), raramente pertítica, alterando-se para sericita. Seus tamanhos não ultrapassam 2,5 mm. O plagioclásio (oligoclásio com ca. 27% de An) mostra boa geminação albita, com fraca a moderada extinção ondulante (Figura 3.32A). Apresenta textura mirmequítica, às vezes com borda albítica e sofrendo microclinização. Seus tamanhos são menores que 1,2 mm. O quartzo é intergranular, também ocorrendo nos intercrescimento mirmequíticos e com extinção ondulante, associando aos feldspatos. Seus

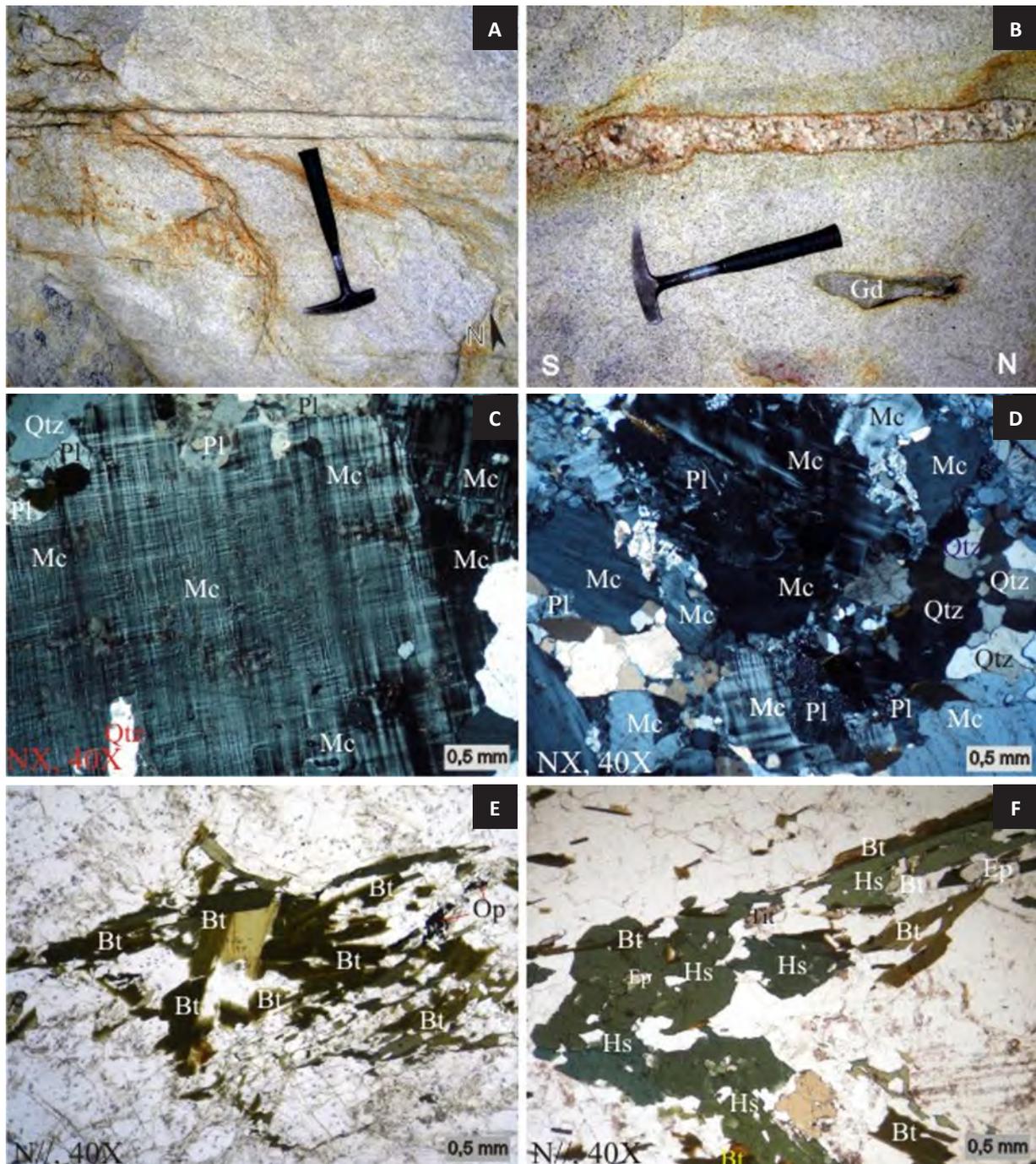


Figura 3.31 – Macroscopia e fotomicrografias de rochas graníticas da Suíte intrusiva Dona Inês, mostrando (A) Granito fino equigranular, homogêneo e leucocrático com um sistema de fraturas E-W - afloramento LU-0039; (B) Granito fino com dique de pegmatito e encrave granodiorítico (Gd) - afloramento LU-0177; (C) Fenocristal de microclina (Mc) com geminação albita-periclina e inclusões de quartzo (Qtz), além de “golfos” de plagioclásio (Pl) - afloramento LU-0016; (D) Microclina (Mc) bordejada por plagioclásio (Pl) com textura mirmequítica, além de agregado de quartzo (Qtz) intergranular - afloramento LU-0028; (E) Feixe fluxoso de biotita (Bt) mostrando duas gerações de biotitas. Nota-se ainda minerais opacos (Op) substituindo as biotitas (Bt) - afloramento LU-0145; (F) Cristais de ferrohastingsita (Hs) com sobrecrescimento local de epidoto (Ep) e inclusões relíquias de biotita (Bt). Observe a substituição da biotita por titanita (Tit) e anfibólio - afloramento LU-0038.

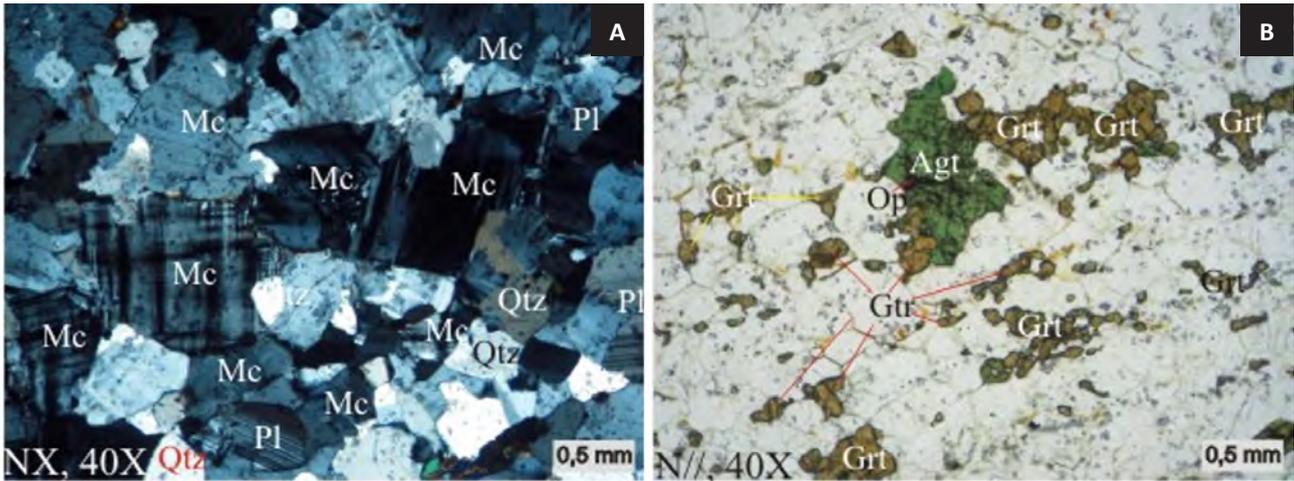


Figura 3.32 – Fotomicrografias em monzonito a sienito mostrando (A) cristais xenomórficos de microclina (Mc) plagioclásio (Pl) e quartzo (Qtz); e (B) cristais de clinopiroxênio augítico (Agt) substituídos por granada (Grt) e cristais aciculares de minerais opacos (Op) - Afloramento LU-0117.

tamanhos são inferiores a 1,0 mm. A granada é provavelmente da série grossulária-andradita e exibindo-se em agregados com fraca orientação (Figura 3.32B). Possui inclusões de titanita e anfibólio. Seus cristais não ultrapassam 0,5 mm. A aegirina-augita apresenta-se xenomórfica a hipidiomórfica, fracamente orientada e sofrendo alteração incipiente para hidróxidos de ferro. Apresenta-se comumente transformada para granada e minerais opacos e seus tamanhos não ultrapassam 1,3 mm (Figura 3.32B). Nos acessórios observamos titanita xenomórfica orientada, epidoto substituindo plagioclásio e piroxênio, apatita idiomórfica e allanita com halos de metamictização.

3.2.7 - Rochas miloníticas

Esta unidade é composta principalmente por milonitos a ultramilonitos, ao longo de zonas de cisalhamento, afetando ortognaisses, gnaisses, granitoides e dioritos (Figura 3.33A), produzindo principalmente quartzitos e xistos e metaconglomerados tectônicos (Figura 3.33B), além de biotita ortognaisses graníticos protomiloníticos a miloníticos e hornblenda ortognaisses quartzo-dioríticos protomiloníticos a miloníticos. Muscovititos com turmalina são esporadicamente encontrados na região de Minhuins, W da área.

Os milonitos, ultramilonitos, quartzitos e xistos miloníticos apresentam comumente esbranquiçados a acinzentados e granulometria fina a média. Nestes milonitos se observa o desenvolvimento de estruturas S-C' marcada pela muscovita e quartzo *ribbon*, xistosidade com intensa crenulação e por vezes com porfiroclastos e glomeroporfiroclastos de quartzo e feldspato produzindo um aspecto pseudoconglomerático (Figura 3.33C).

Os ortognaisses protomiloníticos a miloníticos, do Complexo Jaguaratama, são microporfiroclásticos e glomeroporfiroclásticos, apresentando coloração branca a acinzentada (Figura 3.33D) e granulometria fina a média, por vezes grossa com cristais de

microclina fortemente deformados. Ocorrem esporadicamente em regiões próximas às zonas de cisalhamento.

Biotititos (Figura 3.33E) e tremolititos ocorrem junto a zona de cisalhamento Portalegre (ZCPA) como produto de alteração de ortognaisses do Complexo Caicó exibem estruturas S-C. Estas rochas monominerálicas são representadas por corpos métricos a centenas de metros, favorecendo a ocorrências de esmeralda. Estas rochas têm coloração negra a esverdeada dos minerais máficos presentes, com granulometria grossa. A mineralização de esmeralda muito provavelmente está associada à atividade hidrotermal ao longo de zona de cisalhamento afetando os ortognaisses, com venulações pegmatoides, daquele Complexo.

Estes milonitos têm como protólitos os ortognaisses dos complexos Jaguaratama e Caicó, anfibolititos do Grupo São José, ortognaisses da Suíte Serra do Deserto, granitos da Suíte Dona Inês e dioritos da Suíte São João do Sabugi. Nos dioritos, nas proximidades de Poço Dantas (PB), podemos encontrar hornblenda quartzo-diorítico gnáissico gradando para epidoto quartzitos miloníticos (Figura 3.33F). A geração de rochas miloníticas são mais evidentes na Suíte Serra do Deserto, com a caracterização de protomilonitos a milonitos. Ao longo das zonas de cisalhamento as rochas originais evoluem para milonitos, ultramilonitos, quartzitos e xistos tectônicos, como observado em perfil realizado na região de Minhuins (Figuras 3.34 e 3.35). O mesmo, embora com menor intensidade, também acontece na ZCPA próxima à cidade de Paraná.

Milonitos, quartzitos e xistos miloníticos

Em seção delgada as rochas são xistosas e miloníticas, geralmente com granulometria média a fina, sendo a forte foliação milonítica evidenciada pela orientação dos quartzo-*ribbons* (Figuras 3.34A, B, E e F) nas rochas quartzítica e pela orientação das lamelas e mica-*fish* de muscovita (Figuras 3.34E, F), nas rochas xistosas, formando por vezes expressiva estrutura

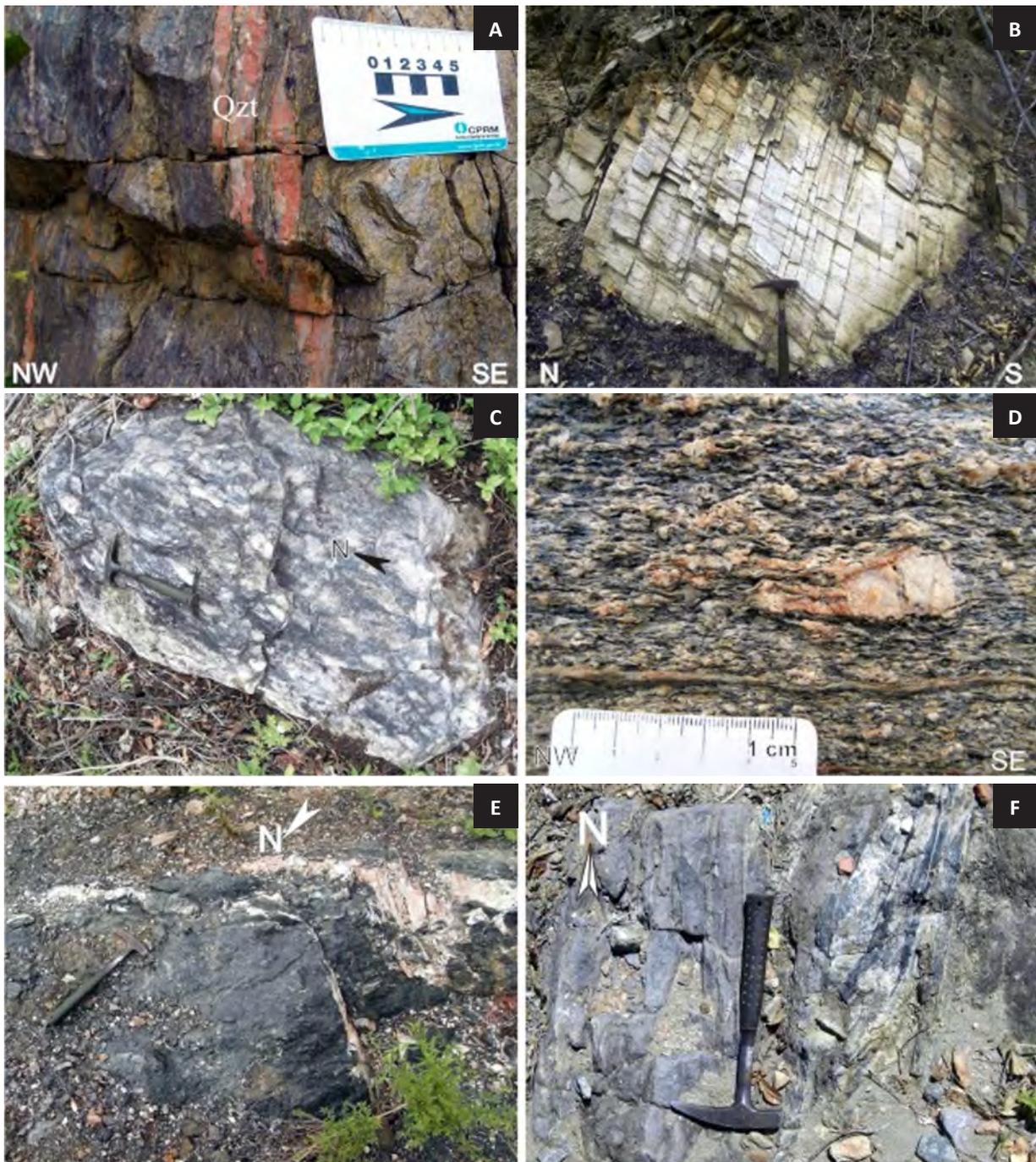


Figura 3.33 – Feições petro-estruturais das rochas miloníticas caracterizando (A) Ortognaisse do Complexo Caicó, milonítico e fino com níveis de quartzo centimétrico - afloramento LU-0046, NE de Paraná (RN); (B) Quartzito tectônico/milonítico com intenso fraturamento subvertical, no domínio dos ortognaisses Serra do Deserto - afloramento LU-0142, NE de Poço Dantas (PB); (C) Bloco rolado do quartzito tectônico com clastos de quartzo e feição de metaconglomerado milonítico, ocorrendo no domínio dos ortognaisses Serra do Deserto - afloramento LU-0193, E de Minhuins; (D) Ortognaisse milonítico, do Complexo Jaguaretama, com porfiroclastos de microclina com caudas de recristalização - afloramento LU-0049, NW de Paraná; (E) Biotititos encaixados em ortognaisse do Complexo Caicó e cortados por venulações de pegmatito - afloramento LU-0215, E de Major Sales (RN), sítio Albuquerque; (F) Ortognaisses dioríticos transformados em quartzitos tectônicos - afloramento LU-0007, NE de Poço Dantas (RN).

S-C, onde comumente a foliação S está praticamente paralela a C (Figuras 3.34F, 3.35A, B, C, D e E). Por vezes a textura microporfiroclástica dos feldspatos e quartzo é observada (Figura 3.34E, 3.35 C, D). Nota-se a orientação dos cristais de minerais opacos, microporfiroclastos de feldspato com sombra de pressão, caudas de recristalização, além de exudados e subgrãos de quartzo (Figuras 3.34C, D). Alguns milonitos (quartzitos a xistos tectônicos) nas zonas de cisalhamento, cronocorrelatas à ZCPA, entre Poço Dantas e Encanto – W da folha são representados essencialmente por quartzo (35-88%), muscovita (6-65%), microclina (5-20%), minerais opacos ($\leq 15\%$), plagioclásio (5-10%) e biotita ($\leq 10\%$); tendo como acessórios epidoto ($\leq 1\%$), apatita ($< 1\%$), titanita ($< 1\%$), allanita ($< 1\%$) e zircão ($< 1\%$), saussurita ($< 1\%$), sericita ($< 1\%$), clorita ($< 1\%$) e hidróxidos de ferro ($< 1\%$). Na ZCPA eles são compostos por quartzo (30-22%), microclina (30-18%), muscovita (25-15%), plagioclásio (20-12%), biotita (20-1%), minerais opacos (12-5%); tendo como acessórios epidoto ($\leq 1\%$), titanita ($< 1\%$), allanita ($< 1\%$), apatita ($< 1\%$) e zircão ($< 1\%$), sericita ($< 1\%$), saussurita ($< 1\%$) e hidróxido de ferro ($< 1\%$).

O quartzo pode constituir exudados em níveis milimétricos, muitas vezes com textura *ribbons* e forte extinção ondulante e em alguns exudados com feição *augen* na estrutura S-C. Observa-se também inclusões de finas lamelas de muscovita, por vezes biotita, além de minerais opacos e raramente epidoto. Seus tamanhos atingem no máximo 2,0 mm. A muscovita apresenta-se em lamelas e em mica-*fishs* hipidiomórficas fortemente orientadas, formando uma forte foliação S-C e com forte extinção ondulante (Figura 3.35E, F). Possui inclusões de minerais opacos, quartzo e feldspato. Observa-se pontualmente com feixes lamelares englobando partes de ortognaisses protomiloníticos. Nota-se também como produto de transformação dos feldspatos e biotitas. Seus tamanhos atingem no máximo 2,7 mm. A microclina é microporfiroclástica, com geminação albita-periclina, por vezes pertítico, com extinção ondulante forte, com sombra de pressão, cauda de recristalização e sofrendo sericitização. Seus tamanhos máximos são menores que 1,0 mm. O plagioclásio apresenta-se em clastos xenomórficos a hipidiomórficos com geminação albita, às vezes saussuritizados, com extinção ondulante, sombra de pressão e caudas de recristalização. Seus tamanhos não ultrapassam 1,4 mm. Os minerais opacos ocorrem em agregados granoblásticos, orientados, por vezes como *augen*, cauda de recristalização e sombra de pressão. Está comumente associado com biotita, muscovita, por vezes com titanita nas bordas. Pode mostrar inclusões de epidoto, quartzo e feldspatos. Seus tamanhos não ultrapassam 2,5 mm. A biotita é comumente relíquia, fortemente orientada, formando ocasionalmente com a muscovita a estrutura S-C. Está comumente associada aos minerais opacos e a muscovita. Seus cristais não ultrapassam 0,2 mm. O epidoto apresenta-se de duas maneiras: (1) como agregados xenomórficos orientados e (2) hipidiomórficos ao acaso.

Ortognaisses protomiloníticos a miloníticos

Os ortognaisses têm textura granolepidoclástica a granonematoclástica, granulometria média a grossa e exibindo foliação proto- a milonítica, indicada pelos agregados em mica-*fishs* de biotita e das caudas de recristalização dos porfiroclastos de microclina, por vezes formando estrutura S-C. Nota-se níveis de recristalização de quartzo reforçando o episódio milonítico. Esses ortognaisses são constituídos por microclina (34-42%), quartzo (20-30%), plagioclásio (14-25%), biotita (1-28%); tendo como acessórios muscovita (2-3%), minerais opacos (1-2%), titanita ($< 1\%$), apatita ($< 1\%$), zircão ($< 1\%$), allanita ($< 1\%$), epidoto ($< 1\%$), clorita ($< 1\%$) e hidróxidos de ferro ($< 1\%$). A microclina é xenomórfica, porfiroclástica e glomeroporfiroclástica, com geminação albita-periclina, extinção ondulante e pouco sericitizada (Figura 3.36A). Está comumente representada pelos microporfiroclastos pertíticos com feição *augen*, com sombra de pressão e caudas de recristalização. Seus tamanhos não ultrapassam 5,5 mm. O quartzo apresenta-se por vezes em exudados com textura *ribbons*, fortemente orientado, com forte extinção ondulante. Recristaliza-se em exudados perpendiculares a foliação e em sombras de pressão juntamente com a muscovita e como subgrãos (Figura 3.36A). Seus tamanhos atingem no máximo 1,3 mm. O plagioclásio mostra geminação albita, com forte extinção ondulante, geminação deformada e com rara saussuritização. Nota-se também em microporfiroclastos com cauda de recristalização e textura mirmequítica. Seus tamanhos são inferiores a 2,0 mm. A biotita é fortemente orientada (Figura 3.36B), podendo formando estrutura S-C' e por vezes inclusa na microclina. Muitas vezes é transformada para muscovita, clorita, minerais opacos (Figura 3.36B) e hidróxidos de ferro. Seus cristais não ultrapassam 1,5 mm. A muscovita é fortemente orientada, consumindo as biotitas e microclinas. Seus tamanhos são menores que 0,2 mm. Os minerais opacos ocorrem em duas fases: (1) xenomórficos orientados e (2) porfiroblastos idiomórficos com textura esquelética (Figura 3.36B). Nos acessórios ainda se destacam os minerais primários idiomórficos de apatita, zircão e allanita xenomórfica.

Epidoto quartzitos e ortognaisses dioríticos miloníticos

Estas litologias evoluíram a partir do diorito da região de Poço Dantas quando afetadas pelo cisalhamento. Na seção delgada LU-0010 foi constatado o ortognaisse diorítico milonítico evoluindo para o epidoto quartzito.

O fácies ortognaisse diorítico e milonítico exhibe textura nematoblástica com granulometria fina e foliação penetrativa evidenciada pela orientação de hornblenda e epidoto, além dos finos níveis dos agregados de quartzo. A rotação de hornblenda com sombras de pressão e fragmentação reforçam o episódio milonítico. É constituído por plagioclásio (37%), hornblenda (31%), epidoto (18%) e quartzo (10%); tendo como acessórios biotita (1%), titanita (1%), minerais opacos (1%), apatita

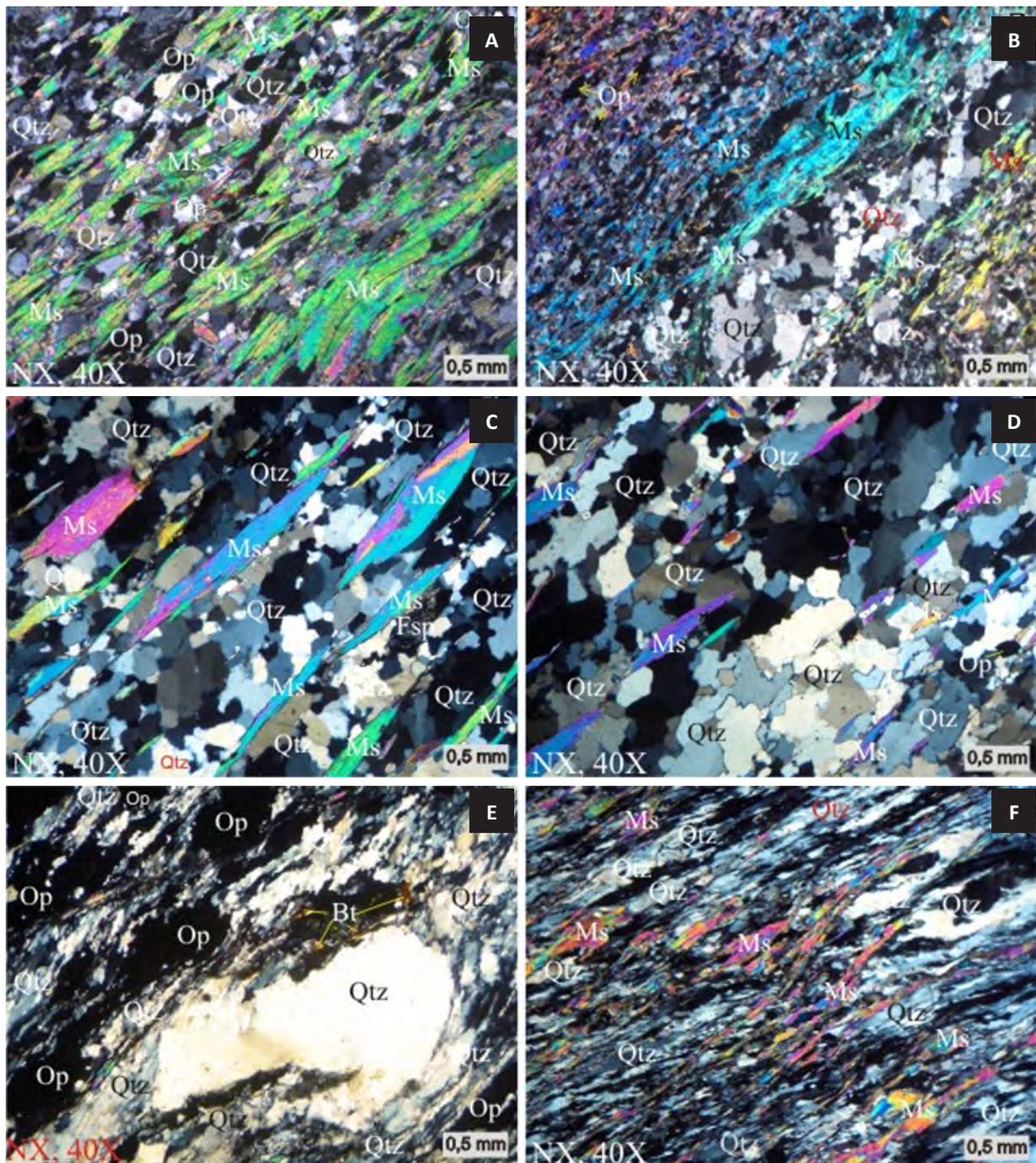


Figura 3.34 – Fotomicrografias de quartzitos e xistos ou quartzitos xistosos tectônicos/miloníticos caracterizando (A) muscovita quartzito xistoso milonítico com agregado fluxoso de muscovita (Ms) com textura em mica-fishes associado com quartzo (Qtz) e minerais opacos (Op) xenomórficos fortemente orientados, encaixado no complexo Caicó - afloramento LU-0048, N de Paraná (RN); (B) muscovita quartzito xistoso milonítico com agregado fluxoso de muscovita (Ms) com textura de mica-fishes e exudado quartzítico (Qtz), além da blastese de minerais opacos (Op) fortemente orientados - afloramento LU-0048, N de Paraná (RN); (C) muscovita quartzito tectônico com lamelas fluxosas de muscovita (Ms) e agregado de quartzo (Qtz) com recristalização dinâmica em subgrãos, além de relíquias de feldspato (Fsp) - afloramento LU-0142, NE de Poço Dantas (PB), domínio dos ortognaisses Serra do Deserto; (D) muscovita quartzito tectônico com ripas fluxosas de muscovita (Ms) e agregado de quartzo (Qtz) com incipiente recristalização dinâmica em subgrãos, além do crescimento de minerais opacos - afloramento LU-0009, NE de Poço Dantas, domínio dos ortognaisses Serra do Deserto; (E) muscovita quartzito tectônico/milonítico com quartzo (Qtz) ribbons e destacando porfiroclasto de quartzo (reliquias?) rotacionado, além de minerais opacos (Op) bastante estirados e ainda relíquias de biotita (Bt) - afloramento LU-0068, Minhuins, SW de Venha Ver (RN); (F) Muscovita quartzito xistoso tectônico/filonítico mostrando intenso estiramento de quartzo (Qtz) com textura ribbons e de muscovita (Ms) - afloramento LU-0066, Minhuins, SE de Venha Ver, domínio dos ortognaisses Serra do Deserto. Modificado de Melo (2011).

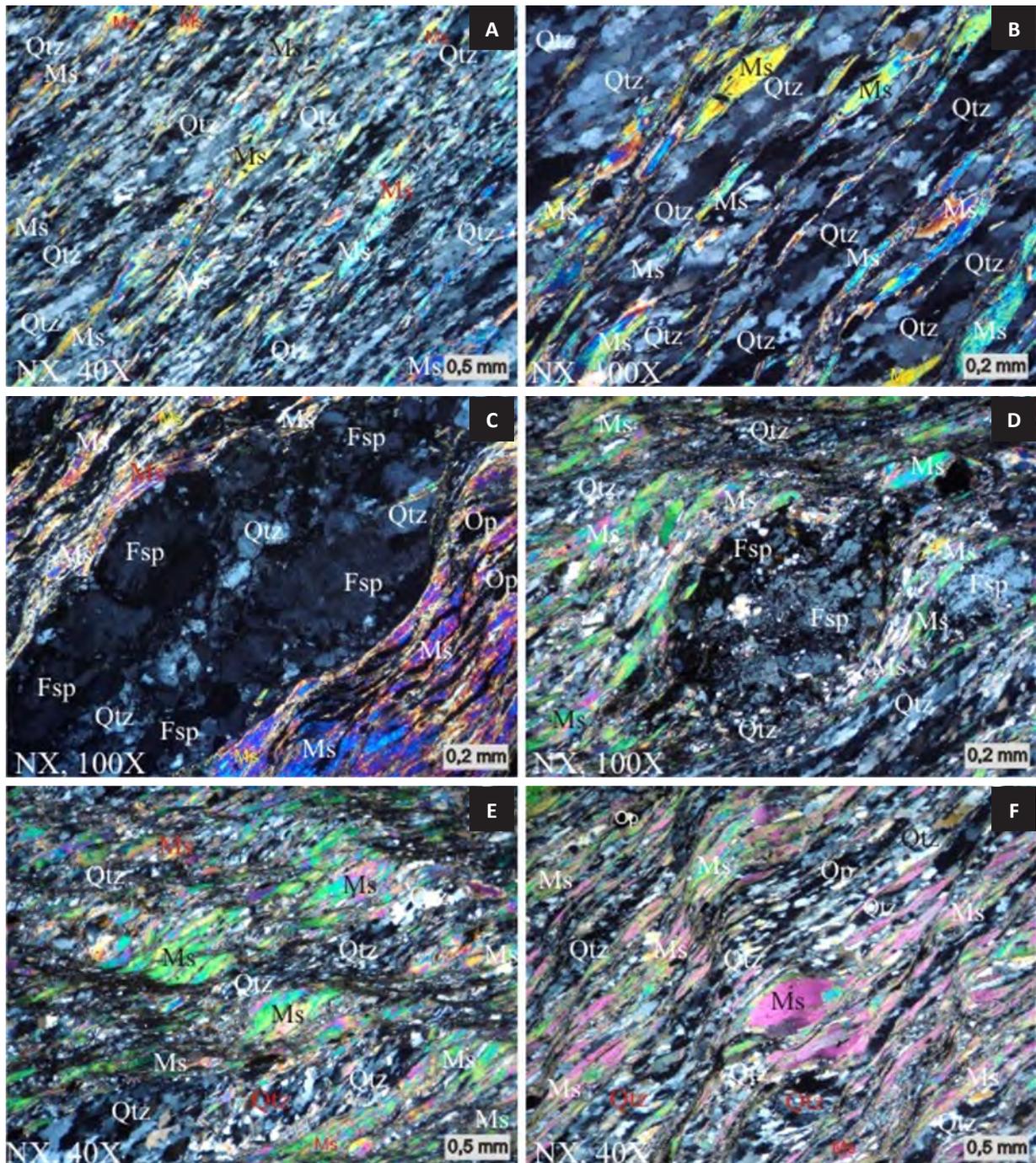


Figura 3.35 – Fotomicrografias de quartzitos, xistos ou quartzitos xistosos tectônicos/miloníticos evidenciando (A) muscovita quartzito filonítico com forte estiramento de quartzo (Qtz) e muscovita (Ms) - afloramento LU-0139, domínio dos ortognaisses Serra do Deserto, SE de Venha Ver (RN); (B) detalhe da imagem “A” - muscovita quartzito filonítico com forte estiramento de quartzo (Qtz) e muscovita (Ms) evidenciando a individualização de subgrãos - afloramento LU-0139, domínio dos ortognaisses Serra do Deserto, SE de Venha Ver; (C) muscovita quartzito xistoso e milonítico mostrando nível quartzo-feldspático parcialmente preservado do protólito - ortognaisse, composto por quartzo (Qtz) e feldspato (Fsp) intercalado na xistosidade com muscovita (Ms) e minerais opacos (Op) - afloramento LU-0137, SE de Poço Dantas, Domínio do Complexo Jaguaratama; (D) muscovita quartzito xistoso e milonítico destacando porfiroclastos de feldspato (Fsp) do protólito, quartzo (Qtz) e muscovita fortemente estirados contornando os fenoclastos de feldspato - afloramento LU-0135, SE de Venha Ver, domínio dos ortognaisses Serra do Deserto; (E) muscovita quartzito xistoso e milonítico destacando muscovita (Ms) com textura de mica-fishes agregados de quartzo (Qtz) ribbon com proeminente estrutura S-C - afloramento LU-0135, SE de Venha Ver, domínio dos ortognaisses Serra do Deserto; (F) muscovita quartzito xistoso e milonítico com agregados fluxosos de muscovita (Ms) com textura de mica-fishes e agregados nematoblásticos de quartzo (Qtz) com textura ribbons formando uma proeminente S-C - afloramento LU-0135, SE de Venha Ver, domínio dos ortognaisses Serra do Deserto. Modificado de Melo (2011).

(<1%) e hidróxidos de ferro (<1%). O plagioclásio pode mostrar geminação albíta e forte extinção ondulante. Possui textura mirmequítica e intensa saussuritização. Seus tamanhos alcançam até 0,3 mm. O quartzo é estirado e com forte extinção ondulante. Seus tamanhos atingem no máximo a 0,3 mm. A hornblenda é xenomórfica e por vezes esquelética e orientada (Figura 3.36C), sendo substituída por epidoto e titanita, além de inclusões de quartzo e plagioclásio. Seus tamanhos não ultrapassam 0,6 mm. O epidoto geralmente forma agregados orientado seguindo a foliação (Figura 3.36D) crescendo a partir dos anfibólios e plagioclásios. Seus tamanhos são inferiores a 0,7 mm.

A fácies quartzítica ocorre com textura nematogranoblástica, granulometria média a grossa e uma foliação milonítica evidenciada pela orientação do quartzo, biotita e hornblenda. Agregados feldspáticos orientados também acompanham a foliação milonítica. É composto por quartzo (70%), epidoto (20%), plagioclásio (10%) e hornblenda (7%); tendo como acessórios biotita (3%), titanita (<1%), minerais opacos (<1%) e allanita (<1%), além de saussurita (<1%) e hidróxidos de ferro (<1%) como produto de alteração. O quartzo destaca-se como exudados e com extinção ondulante forte, recristalizando-se tardiamente – cisalhamento com textura em mosaico (Figura 3.36E). Seus tamanhos alcançam até 0,8 mm. O epidoto é orientado e com inclusões de titanita. Está comumente associado a hornblenda e seus tamanhos são inferiores 0,6 mm. O plagioclásio forma agregados xenomórficos, com geminação albíta, fortemente alterado para epidoto e com extinção ondulante (Figura 3.36E). Seus tamanhos atingem no máximo 0,8 mm. A hornblenda é xenomórfica orientada, por vezes esquelética (Figura 3.36E e F). Apresenta inclusões de quartzo e biotita, e está comumente transformado para epidoto. Seus tamanhos não ultrapassam 1,0 mm. A biotita é fortemente orientada, podendo se alterar para hidróxidos de ferro. Está associado ao epidoto e a hornblenda, podendo ser consumida pela hornblenda (Figura 3.36F). Seus tamanhos são menores que 0,3 mm.

3.2.8 - Pegmatitos

Os pegmatitos são corpos métricos a decamétricos e mais raramente decimétricos e centimétricos de corpos granitoides com composição sienogranítica a álcalis feldspato granito, com textura pegmatítica, coloração rosada da matriz quartzo-feldspática, leucocráticos e granulometria grossa a gigante. Estão sempre encaixados na forma de diques orientados, cortando todas as unidades supracitadas. Estes pegmatitos podem abrigar ocorrências de água marinha, ametista, berilo e feldspato e suas ocorrências mais expressivas se destacam na porção SE da Folha, encaixadas no Complexo Caicó.

3.2.9 - Magmatismo Rio Ceará-Mirim

Esta unidade ocorre como corpos de largura métrica, com um comprimento de poucos metros

e forma de dique com direção E-W. Foi encontrada encaixada no granitoide Pereiro, próximo a localidade Trapiá (município de Dr. Severiano-RN). Possui granulometria fina e afanítica, exibindo xenólitos de sua encaixante granítica (Figura 3.37), sendo correlato ao enxame de diques ou magmatismo Rio Ceará-Mirim de idade cretácea inferior.



Figura 3.37 – Dique de diabásio bastante fraturado com xenólito granítico. O cabo do martelo indica o Norte. Afloramento LU-0467, SW de Doutor Severiano (RN), sítio Trapiá.

O diabásio exibe textura inequigranular e granulometria fina a média. Observa-se presença de amígdalas preenchidas por calcedônia (Figura 3.38) e por vezes com material carbonático. Além disso, identificou-se a presença de um mineral hexagonal, completamente oxidado, possivelmente olivina. É constituído principalmente por 40 % de matriz microcristalina, 55 % de fenocristais (55 % de plagioclásio e 45% de clinopiroxênio) e 5 % de minerais opacos.

A matriz é microcristalina (Figura 3.38), de granulometria fina, composta essencialmente por ripas de plagioclásio, clinopiroxênio sob a forma de grânulos e cristais tabulares, assim como minerais opacos e material vítreo.

O plagioclásio é oligoclásio (22% An), hipidiomórfico, sob a forma de ripas compondo a matriz da rocha, mas também como fenocristais com geminação albíta e zonação concêntrica. É observado por vezes entre os cristais de augita, denotando textura sub-ofítica. Seus tamanhos são inferiores a 1,7 mm.

O clinopiroxênio é tipo augita em grande parte como fenocristais hipidiomórficos a idiomórficos, por vezes hexagonais e formando agregados. Observa-se ainda fortemente fraturados e corroídos no centro, por vezes com geminação simples e zonação concêntrica. Ocorre englobando ripas de plagioclásio, também indicando textura sub-ofítica. Seus tamanhos não ultrapassam 1,0 mm. Os minerais opacos são xenomórficos a hipidiomórficos, encontrados dispersos na matriz, por vezes em contato com augita, com tamanho de até 0,5 mm.

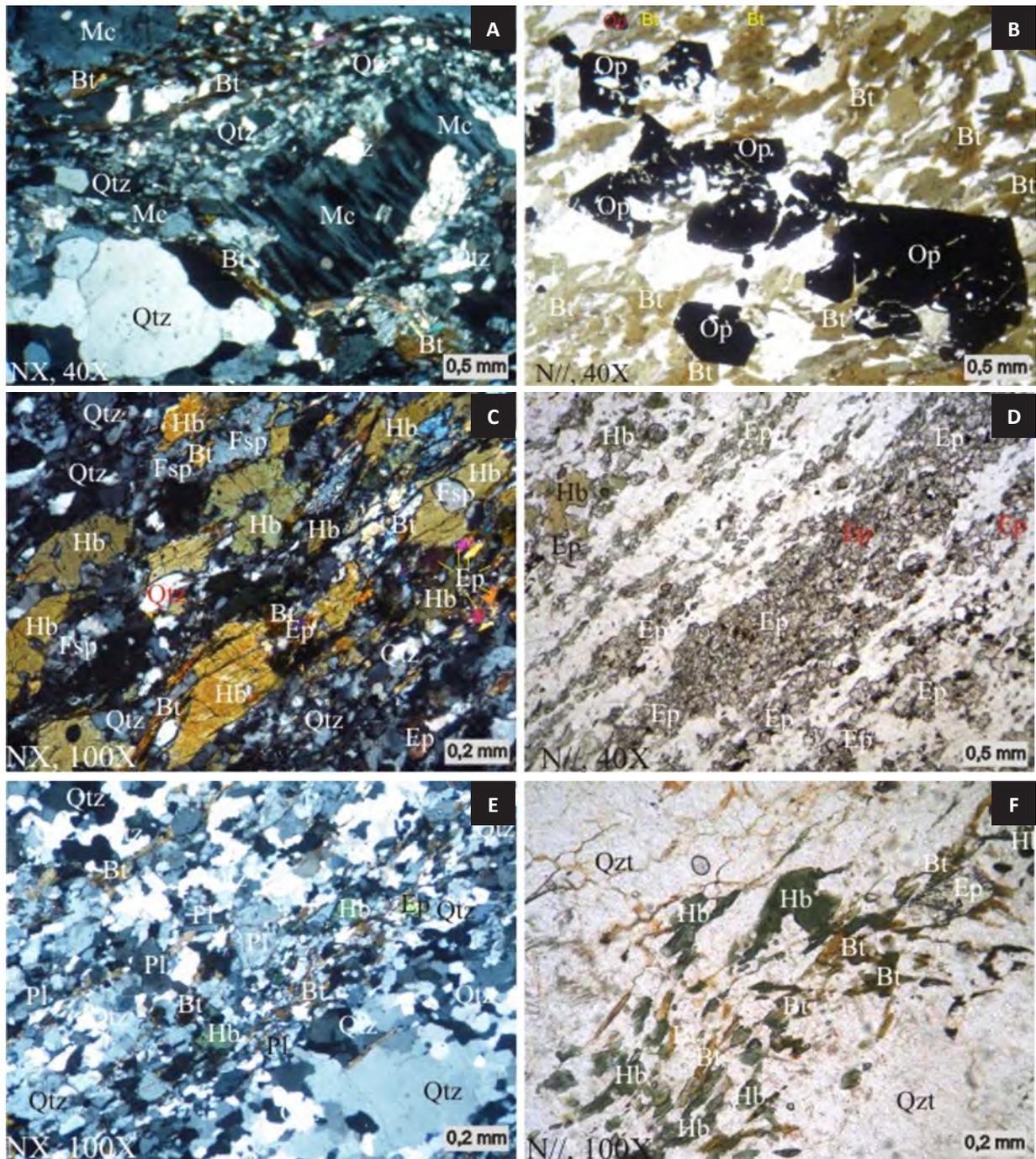


Figura 3.36 – Fotomicrografias dos ortogneisses protomiloníticos e quartzitos miloníticos com epidoto evidenciando (A) porfiroclastos de microclina (Mc) e quartzo (Qtz) contornados pela foliação protomilonítica contendo biotita orientadas e quartzo estirado e em subgrãos - afloramento LU-0078, NE de Paraná (RN), domínio do Complexo Caicó; (B) textura lepidonematoblástica com forte orientação de biotita e blastese pós-cisalhamento de minerais opacos (Op) sobre as biotitas - afloramento LU-0049, NW de Paraná (RN), domínio do Complexo Jaguaretama; (C) ortogneisse diorítico protomiloníticos com boa orientação de hornblenda (Hb), biotita (Bt) e estiramento de quartzo, além fragmentação de feldspato, além da incipiente epidotização (Ep) da hornblenda - afloramento LU-0007, N de Poço Dantas (PB); (D) a intensa blastese de epidotos (Ep) nematoblásticos resultantes da alteração de hornblenda (Hb) durante a milonitização - afloramento LU-0007, N de Poço Dantas (RN); (E) quartzitos tectônicos com relíquias de hornblenda (Hb), plagioclásio (Pl) e biotita (Bt), decorrente da atividade tectono-hidrotermal afetando os dioritos da suite São João do Sabugi - afloramento LU-0007, N de Poço Dantas (PB); (F) estrutura foliada com forte orientação de biotita (Bt) e hornblenda (Hb) e matriz nematoblástica com predominância de quartzo (Qtz), além da blastese de epidoto (Ep) e substituição da biotita pela hornblenda - afloramento LU-0007, N de Poço Dantas (RN).

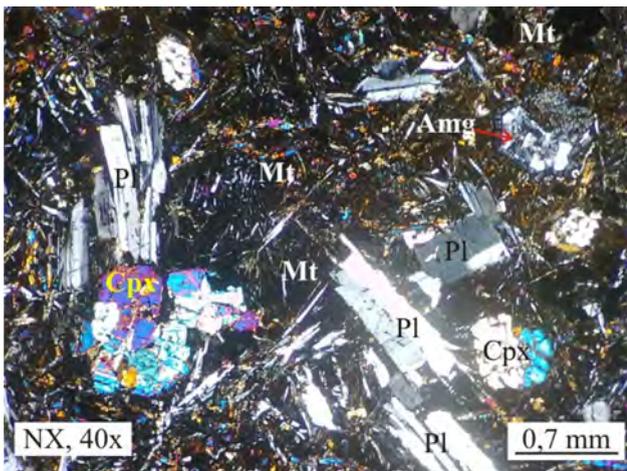


Figura 3.38 – Fotomicrografia do diabásio mostrando textura microglomeroporfírica, cristais de augita (Cpx), ripas de plagioclásio (Pl) com textura serial e amígdalas (Amg) preenchida por calcedônia imerso em uma matriz (Mt) microcristalina. (Foto compilada de Cocentino 2010).

3.2.10 - Sedimentos mesozoicos

A instalação de *grabens*, representados pelas bacias Rafael Fernandes, Coronel João Pessoa e Rio do Peixe, evoluíram sob efeitos extensionais - *rifteamento*, durante o Cretáceo Inferior – Neocomiano, decorrentes da fragmentação e deriva crustais ocasionadas pela separação dos continentes Sul-Americano e Africano, constituindo parte do sistema de *riftes* do nordeste brasileiro.

Bacias de Rafael Fernandes e Coronel João Pessoa - Formação Pendências (K1pn)

Estas bacias estão assoreadas principalmente por conglomerados e arenitos (Figura 3.39 A, B) e raras intercalações sílticas e argilosas das bacias Rafael Fernandes (inicialmente descrita por Srivastava *et al.*, 1989) e Coronel João Pessoa (originalmente descrita por Medeiros Neto, 1981), considerados por Angelim

et al. (2006) como correlatos da Formação Pendências (Grupo Areia Branca) da Bacia Potiguar - fase *rifte* desta bacia. Estas bacias são rasas e de pequeno porte com aproximadamente 8 km de comprimento por 1,5 km de largura (bacia Rafael Fernandes) e 8 km de comprimento por 2 km de largura (bacia Coronel João Pessoa) e acompanham o *trend* NE traçado pela zona de cisalhamento Portalegre e seus falhamentos secundários correlatos.

Bacia Rio do Peixe - Formação Antenor Navarro (K1an)

Esta unidade é composta por uma associação de arenitos, arenitos conglomeráticos e siltitos da Formação Antenor Navarro (Grupo Rio do Peixe) evidenciados em afloramentos na porção extremo N da bacia Rio do Peixe e S da Folha. Os arenitos e arenitos conglomeráticos arcossianos são constituídos por matriz arenosa de composição quartzosa e feldspática com granulometria média a fina e grãos do arcabouço composto por cristais de feldspato potássico rosados, com granulometria média a grossa (Figura 3.40A, C). Os siltitos ocorrem com coloração roxa, matriz composta por argila e silte, sendo frequentemente afetados por deformação frágil com fraturas verticais (Figura 3.40B). Em afloramento é possível identificar seção vertical caracterizando camadas de arenitos conglomeráticos evoluindo gradativamente para arenitos médios a finos intercalados abruptamente por camadas centimétricas de siltitos e argilitos. Esta associação de rochas forma uma seção vertical granodécrescente em forma de sino indicadora de um canal fluvial do tipo entrelaçado.

3.2.11 - Sedimentos cenozoicos

O quadro litoestratigráfico da Folha se completa com a sedimentação fluvial das rochas da Formação Serra do Martins e coberturas de sedimentos inconsolidados coluvionares e aluvionares em encostas de elevações, margens e leitos de riachos e rios.

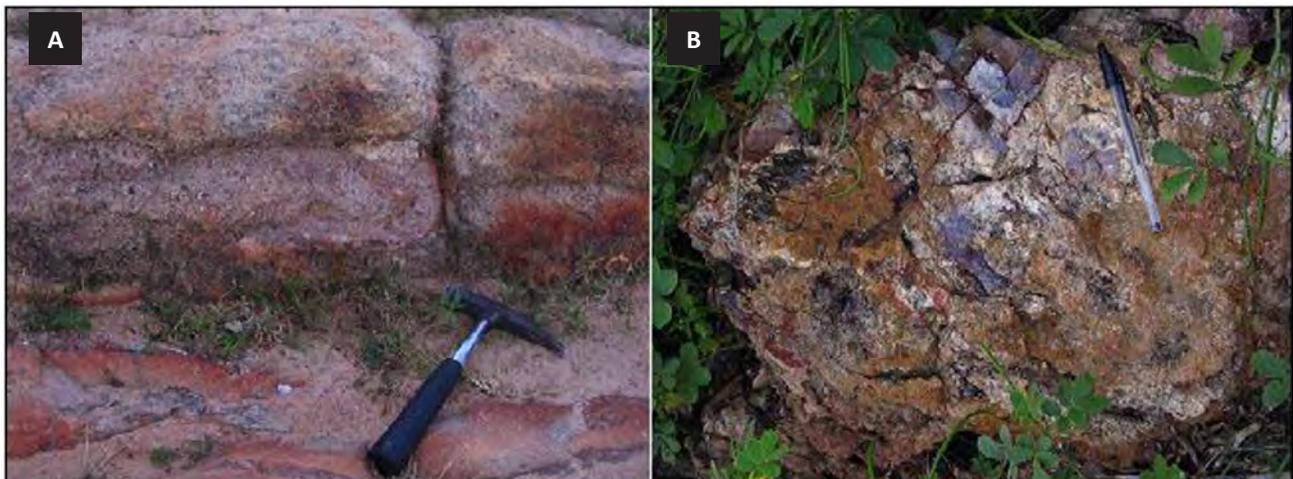


Figura 3.39 – Caracteriza (A) arenito conglomerático da bacia de Coronel João Pessoa, afloramento LU-0614, borda W da bacia e cabo do martelo indica o N; (B) calcimicrocítico silicificado associada à zona de falha, afloramento LU-0613, borda N da bacia e a ponta da caneta indica o Norte.



Figura 3.40 – Feições macroscópicas dos arenitos da Formação Antenor Navarro (Grupo Rio do Peixe) mostrando (A) traços subhorizontais de So (acamamento) em arenitos médios a arenito conglomeráticos com finos níveis de siltitos - afloramento LU-0073, WSW de Paraná (RN); (B) arenitos a arenitos silticos submetido a deformação frágil com dois sistemas de fraturas, possivelmente cenozoicas - afloramento LU-0073, WSW de Paraná (RN); (C) arenito conglomerático mal selecionado com fragmentos de quartzo e feldspatos e acamamento subhorizontal, afloramento LU-0608, corte de estrada, sítio Escondido, SW de Paraná (RN).

Formação Serra do Martins (ENsm)

Esta formação ocupa chapadas de relevo plano, platôs escarpados e formas residuais de pretérita cobertura contínua repousando sobre os granitoides neoproterozoicos, correlatos ao Pereiro, no extremo NE da Folha. Esta Formação, proposta inicialmente por Mabesoone (1966), é constituída por arenitos finos a grossos, às vezes feldspáticos com raras intercalações siltico-argilosas, possuindo na maioria dos casos capeamento silicificado com crosta laterítica, além da frequente caulinição.

Sedimentos coluvionares e aluvionares (N34a)

Os depósitos coluvionares são representados por sedimentos esbranquiçados arenosos,

conglomeráticos e mais raramente siltico-argilosos com predomínio de fragmentos de quartzo. Os maiores depósitos estão situados na porção NE da Folha. Colúvios de natureza polimítica com seixos e blocos de quartzo e fragmentos de rochas são encontrados nas encostas das elevações da Serra do Cantinho - faixa de ocorrência das rochas do Grupo São José. Estes colúvios têm sido amostrado para ouro. Os sedimentos aluvionares são arenosos, mais raramente siltico-argilosos encontrando-se restritos aos leitos das principais drenagens, especialmente nos riachos Cajazeiras e Santana e no vale do Rio Apodi. Os terraços aluvionares arenosos se destacam a sudeste de Francisco Dantas (PB), a nordeste da Folha.

4 – GEOLOGIA ESTRUTURAL E METAMORFISMO

4.1 - INTRODUÇÃO

No capítulo presente serão discutidos os aspectos metamórficos e estruturais das rochas no sentido do melhor entendimento da evolução geológico-estrutural da folha. Desta forma, descrevemos as estruturas geológicas acompanhadas de suas condições metamórficas desenvolvidas que afetaram os litotipos da área mapeada, buscando enquadrá-las no contexto geológico da Faixa Jaguaribeaná e Rio Piranhas - Seridó. Neste contexto serão utilizadas determinadas simbologias descritas como seguem. A letra “D” indica deformação, a letra “S” a foliação, “M” o evento metamórfico, “Lx” lineação de estiramento mineral e “Lb” corresponde a lineação de eixo de dobra. Os índices numéricos servem para indicar ordem cronológica da deformação e metamorfismo.

Os dados obtidos na etapa de campo deste trabalho permitiram a individualização de três eventos metamórficos e tectônicos deformacionais em estágio dúctil das rochas, designados neste trabalho de evento D_1 , D_2 e D_3 , M_1 , M_2 e M_3 onde cada fase é responsável pela geração de um determinado grupo de estruturas (D) e de assembléias minerais (M). Um episódio D_4 é creditado às estruturas sob regime rúptil. O evento deformacional D_1 foi o primeiro evento tectônico-metamórfico afetando ainda os complexos do embasamento, Jaguaretama e o Caicó, sendo representado por um bandamento metamórfico em fácies anfibolito superior. O evento posterior, denominado de D_2 , corresponde ao segundo a afetar os complexos Jaguaretama e Caicó, originando dobras isoclinais recumbentes, intra-foliais nas rochas desses embasamentos, em alto grau metamórfico, na fácies anfibolito superior.

A Suíte Serra do Deserto (1,7 Ga) é um exemplo do magmatismo subsequente à D_2 , precedente à D_3 , de caráter anorogênico. As feições em megacala e as atuais configurações da área mapeada são funções do último evento deformacional, denominado de D_3 , que se impôs sobre os eventos anteriores culminando com importantes zonas de cisalhamento, por exemplo, Portalegre e correlatas a leste de Ererê (CE) e entre Encanto (RN), Venha Ver (RN) e Poço Dantas (PB) W e NW da folha, sob condições de fácies xisto verde superior a anfibolito. A este evento deformacional, estão correlacionadas as intrusões de granitoides brasileiros, além de encurtamento crustal nas áreas de embasamento gerando megadobras antiformes e sinformes.

Diversas fraturas e falhas foram observadas, nestes corpos intrusivos, caracterizando uma deformação sob regime rúptil mais jovem do que as anteriores, podendo ser correlata a um episódio posterior, inclusive mesoceno-zóico com formação de falhamentos normais, gerando grabens representados pelas bacias do Rio do Peixe, Rafael Fernandes e Coronel João Pessoa.

4.2 - EVENTO DEFORMACIONAL/METAMÓRFICO (D_1/M_1)

O primeiro evento tectônico é limitado às rochas gnáissico-migmatíticas dos complexos Jaguaretama e Caicó, sendo marcado pela formação de um bandamento/foliação de alto grau (S_1). Esta foliação S_1 foi posteriormente dobrada pelo evento D_2 , gerando uma foliação de plano axial S_2 , paralela ao bandamento S_1 . Este bandamento mostra orientações muito variadas e sendo marcado pela alternância entre faixas escuras ricas em máficos (biotita e anfibólio, este geralmente ferrohastingsita) e faixas claras quartzo-feldspáticas (Figuras 4.1 e 4.2).



Figura 4.1– Bandamento gnáissico S_1 dobrado, marcando a foliação de plano axial S_2 , afloramento LU-0615, sítio Vaca Morta, município de Rafael Fernandes – RN. O cabo do martelo indica o N.

A formação do bandamento (evento M_1), bem como a migmatização dessas rochas (Figura 4.3), garantem as condições de metamorfismo regional de médio a alto grau, alcançando a fácies anfibolito superior culminando com a anatexia, favorecida pela disponibilidade de água no sistema. A blastese de K-feldspato, seguindo o bandamento, é a principal evidência. Esse evento é correlato à fase F_1 definida por Cavalcante (1999) no embasamento das faixas Orós e Jaguaribe, correlata ao metamorfismo regional M_1 .

As associações, em conjunto com texturas preservadas como fenocristais de microclina e inclusões de minerais primários na assembléia predominante, indicam quase sempre um protólito ígneo de composição granítica a tonalítica com biotita (\pm) hornblenda/ferrohastingsita + quartzo + microclina + plagioclásio (oligoclásio/andesina), além de zircão + apatita + allanita como minerais primários do protólito. Em anfibolitos a assembléia

é composta por hornblenda + plagioclásio (andesina predominante), além de apatita como mineral primário possivelmente decorrente de um protólito gabrótico.

4.3 - EVENTO DEFORMACIONAL/METAMÓRFICO (D_2/M_2)

O evento D_2/M_2 também é restrito às rochas do embasamento (complexos Caicó e Jaguaratama), sendo caracterizado por dobras isoclinais a apertadas, recumbentes com transposição dos flancos, formando uma foliação penetrativa S_2 (Figuras 4.4 e 4.5). Esta estrutura afetou o bandamento gnáissico S_1 , além das venulações graníticas e pegmatíticas relativas ao episódio D_1 . Estas venulações por vezes ocorreram formando dobras D_2 fechadas a abertas, por vezes ptigmáticas. Em seções delgadas observa-se a foliação dobrada $S_2//S_1$ comumente marcada pelas lamelas de biotita e em algumas seções por hornblenda.

Na faixa sul da Folha as medidas da foliação S_2 ocorrem variando de 10° a 51° azimutes, com caimento para NW e SE. Essa foliação tem *trend* geral NE-SW variando para NNE-SSW e lineações com sentidos para NE e SW (Figura 4.6). Na faixa norte da Folha, nas áreas de embasamento, também se observa importante variabilidade de orientação das estruturas S_1/S_2 (Figura 4.7).

O evento metamórfico M_2 correlacionado a este evento deformacional D_2 ocorre com a mesma assembléia do evento metamórfico M_1 . A neoblastese e a recristalização da microclina indicam metamorfismo de fácies anfibolito inferior a superior. A foliação S_2 é marcada pela orientação da biotita, anfibólio, quartzo e feldspatos. Além da blastese de feldspato e hornblenda, nota-se ainda, de forma incipiente, a formação de titanita durante o evento metamórfico M_2 em algumas seções delgadas de ortognaisses graníticos dos embasamentos Jaguaratama e Caicó, conforme reação que segue:



Figura 4.2 – Mostra bandamento metamórfico marcado pela alternância de faixas máficas e faixas quartzo-feldspáticas finas formado durante o evento D_1 . Cabo do martelo indica o N. Afloramento LU-0552, Ererê/CE, sítio Cantinho.



Figura 4.3 – Biotita gnaisse do Complexo Jaguaratama a E de Poço Dantas/PB com desenho esquemático do bandamento gnáissico em alto grau metamórfico definindo a foliação S_1 . Afloramento LU-0012, estrada carroçável entre Poço Dantas (PB) e Luiz Gomes (RN).

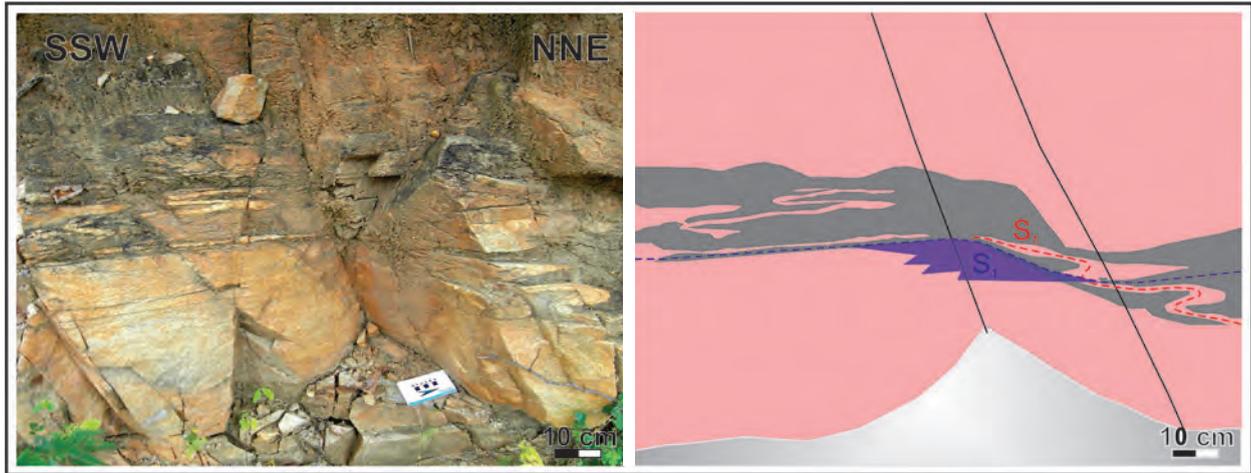


Figura 4.4 – Evidencia gnaíse bandado do Complexo Jaguaretama a NW de Luís Gomes/RN com desenho esquemático das dobras isoclinais e apertadas e foliação S_2 . Afloramento LU-0021, estrada carroçável entre Luiz Gomes (RN) e Riacho de Santana (RN).

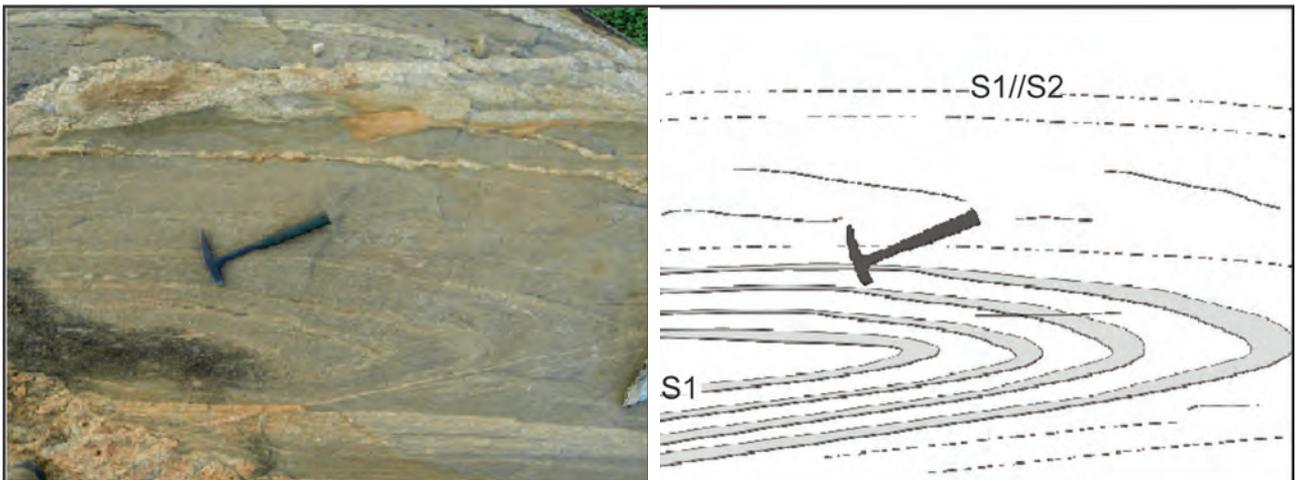


Figura 4.5 – Mostra dobras isoclinais (D_2) em rochas do Complexo Jaguaretama. Afloramento LU-0616. O Cabo do martelo indica o N.

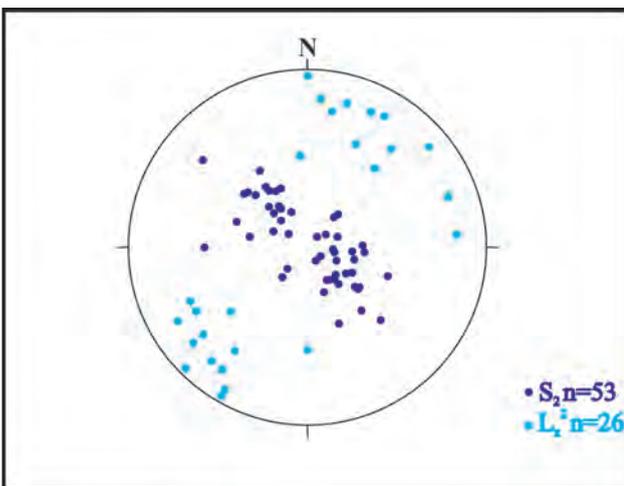


Figura 4.6 – Estereograma de Schmidt (hemisfério inferior) para os pólos S_2 (círculos) e L_{x2} (estrelas) na faixa sul da Folha (Compilado de Melo, 2011).

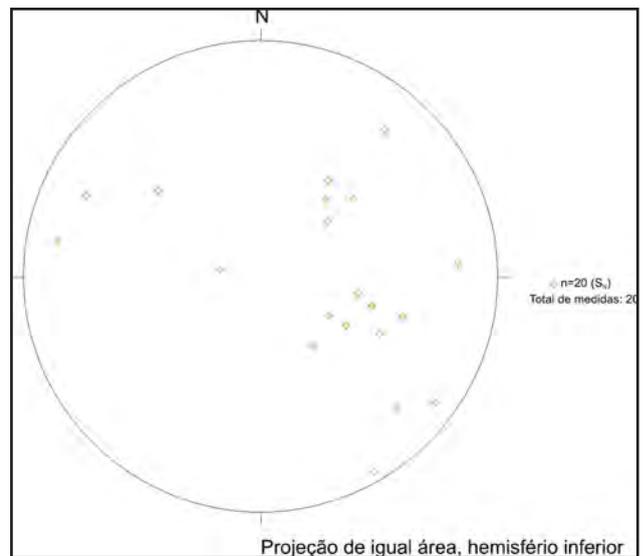


Figura 4.7 – Estereograma de Schmidt mostrando os pólos da foliação $S_1//S_2$ na faixa norte da Folha (Compilado de Cocentino, 2010).

Biotita + Plagioclásio + SiO₂ ↔ Microclina + Hornblenda + Titanita + H₂O.

As lineações de estiramento L_{x2}, correspondentes a deformação D₂, são de difícil separação devido ao evento D₃ que paraleliza as lineações L_{x3} e L_{x2}. Nota-se que a foliação S₂ apresenta mergulhos predominantemente baixos a moderados (30-50°) e direção NE-SW, raramente NW-SE, obedecendo ao *trend* geral (Figura 4.8).

O evento metamórfico M₂, assemelha-se ao evento M₁, pois também afeta apenas nas rochas dos embasamentos, tendo seu grau metamórfico, indicado pela paralelização das foliações e recristalização dos feldspatos, atingiu fácies anfibolito superior. Em alguns afloramentos pode-se notar a presença de grande quantidade de minerais opacos, indicando um excesso de ferro muito provavelmente ocorrido durante a desestabilização de biotita para formar K-feldspato conforme a reação que segue:

Biotita + quartzo ↔ K-feldspato + minerais opacos + titanita + H₂O.

4.4 - EVENTO DEFORMACIONAL/METAMÓRFICO (D₃/M₃)

O evento deformacional D₃ se impôs sobre os eventos anteriores e foi responsável pelo forte encurtamento crustal envolvendo estruturas de sinformes e antiformes regionais, principalmente no Complexo Jaguaratama, a leste de Pau dos Ferros, Major Sales, Ererê e oeste de Encanto (ver mapa geológico em anexo). Este encurtamento crustal evoluiu para frequentes zonas de cisalhamento sendo marcadas por transcorrências dextrais regionais afetando todas as rochas mapeadas na área, exceto as rochas sedimentares da bacia Rio do Peixe. Há um importante plutonismo anorogênico pós-D₂, caracterizado por rochas graníticas que sofreram apenas deformação brasileira D₃, resultando nos ortognaisses *augen* graníticos da suíte Serra do Deserto, de 1,7 Ga (capítulo subsequente), e posteriormente alterando-se para quartzitos tectônicos. Este evento gerou uma superfície S₃ de mergulho forte afetando as superfícies S₁ e S₂ e muitas vezes evoluindo para superfícies miloníticas ao longo de zonas de cisalhamento.

Durante esse evento (D₃/M₃), como já mencionado, ocorreu à formação da superfície S₃, definida como plano axial de megadobras (sinformes e antiformes) presentes no embasamento. No grupo São José esse evento se manifesta como a foliação penetrativa nos biotita gnaisses xistosos, estando à foliação S₃ na direção NE-SW e mergulhos geralmente fortes para NW e SE. Sincronicamente, foi gerada uma foliação milonítica S_{3m} de mergulho forte e orientação predominante NE-SW e lineações mineral e de estiramento bastante penetrativas no embasamento, além da verticalização das superfícies S₁ e S₂ deste embasamento. Ao longo



Figura 4.8 – Exibe dobras apertadas (seta branca) e foliação S₂ em ortognaisse tonalítico. Ponta da lapiseira indica o N. Afloramento LU-0418, sítio Serrote das Carnaubinhas, município São Miguel (RN).

das zonas de cisalhamento ou de alta deformação ocorreram expressivas modificações petrográficas, onde as rochas ortoderivadas, leucognaisses da suíte Serra do Deserto, se transformaram em muscovita gnaisses miloníticos e muscovita quartzitos por vezes com fibrolita. Ainda nos leucognaisses/ortognaisses Serra do Deserto, estruturas de cisalhamento do tipo S-C podem ser formadas nas regiões com forte milonitização (Figuras 4.9, 4.10, 4.11, 4.12). Dobras abertas a ligeiramente apertadas com foliação de plano axial de mergulho forte são também desenvolvidas em metadioritos da Suíte São João do Sabugi (Figura 4.13).



Figura 4.9 – Ortognaisse Serra do Deserto exibindo bandas miloníticas a ultramiloníticas (S₃) e quartzíticas miloníticas. Afloramento LU-0617, margem do riacho do Castelo, oeste de Encanto (RN).

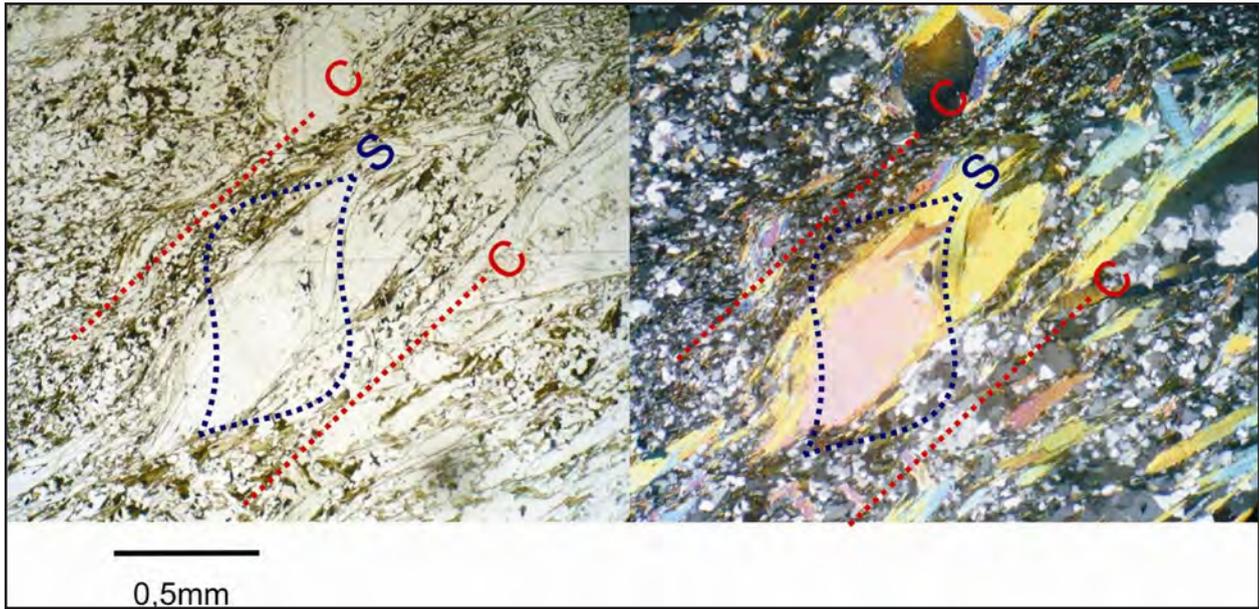


Figura 4.10 – Fotomicrografias em ortogneisse Serra do Deserto transformado em muscovita gnaiss milonítico a muscovita quartzito milonítico, exibindo estrutura S-C em lamelas de muscovita. Afloramento LU-0618, serra do Cantinho, NW de Encanto (RN), a esquerda N//, a direita NX.

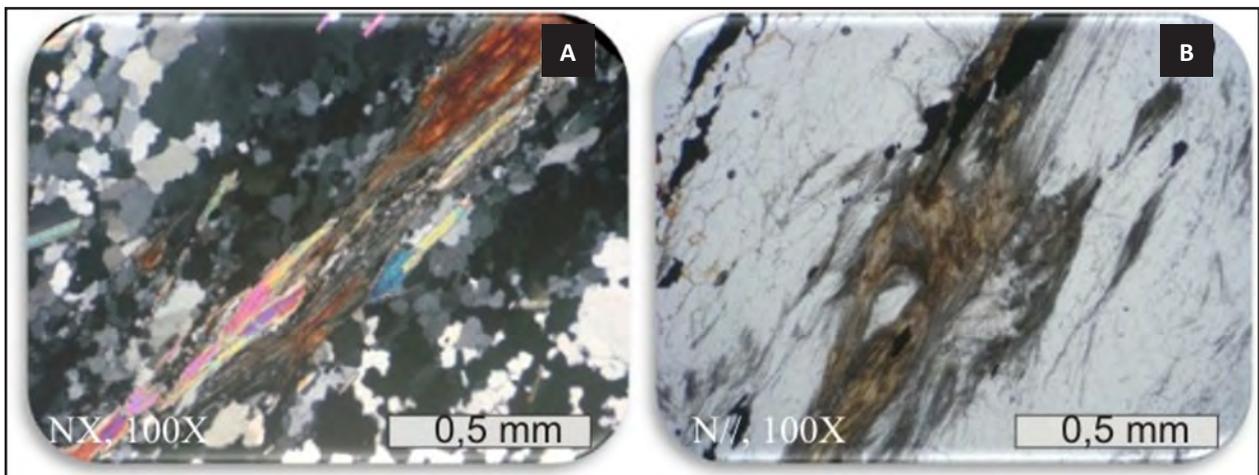


Figura 4.11– Fotomicrografia caracterizando (A) muscovita – sillimanita/fibrolita quartzito milonítico e (B) sillimanita/fibrolita quartzito milonítico decorrentes da atividade tectono-hidrotermal afetando os ortogneisses Serra do Deserto. Afloramento LU-0619.

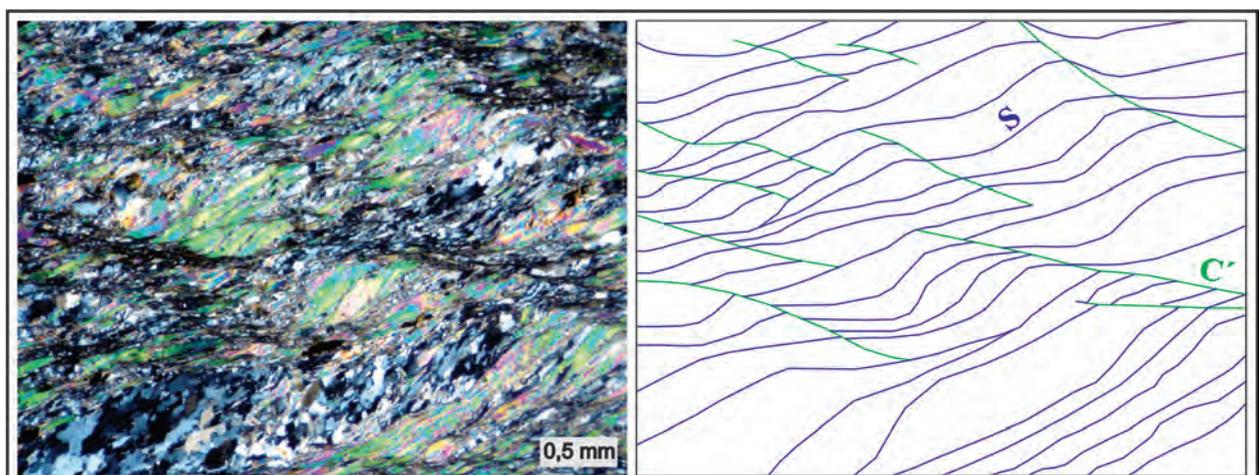


Figura 4.12 – Fotomicrografia em muscovita xisto tectônico ou muscovita quartzito xistoso tectônico derivado dos ortogneisses Serra do Deserto, nas imediações da comunidade Minhuins, a N de Poço Dantas/PB, com respectivo desenho esquemático das foliações S e C' e destacando lamelas de muscovita fish (LU-0135), 40X, NX.

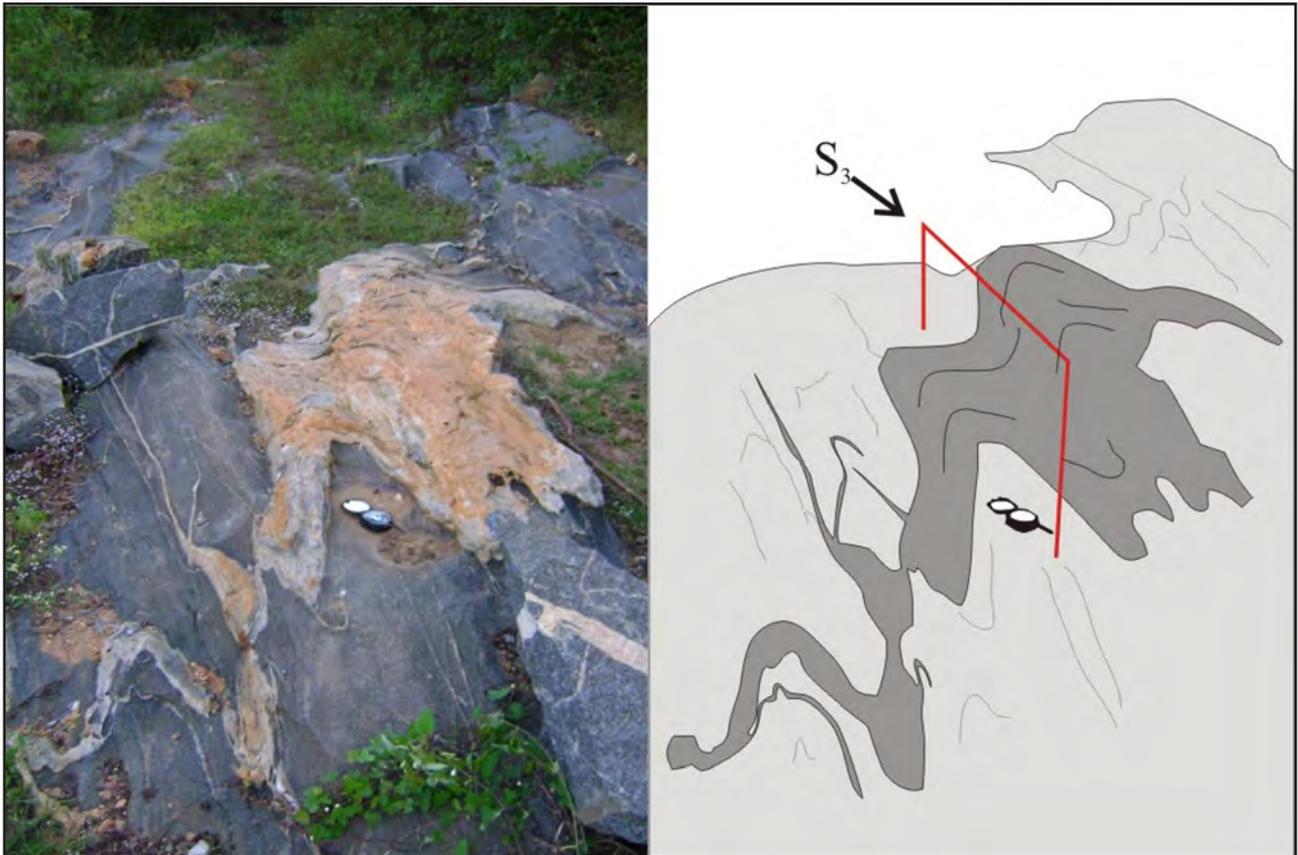


Figura 4.13 Dobras geradas em D_3 , com foliação de plano axial (S_3) verticalizada (representado pela linha vermelha) em veios pegmatóides sin- D_3 encaixados em metadioritos da suíte intrusiva São João do Sabugi. Ponta da bússola indica o Norte. Afloramento LU-0476, sítio Guardado, município de Doutor Severiano (RN).

Nos ortognaisses das suítes Poço da Cruz e Serra do Deserto este evento é distinguido por um forte estiramento mineral, formando estruturas com alta razão x/y de *strain*. Concomitante a esta deformação ocorre um magmatismo de corpos graníticos (suítes Itaporanga, Catingueira e Dona Inês) e dioríticos (suíte São João do Sabugi) *sin-* a *tardi-*tectônico. Estes corpos apresentam contatos curvos com as unidades encaixantes, mas alojados de forma alongada segundo o *trend* geral da deformação, onde notamos em mapa alguns corpos com formato sigmóide dextral. Estes corpos apresentam-se também deformados, principalmente nas bordas dos maiores corpos como o corpo de Luís Gomes (suíte Dona Inês) e parte do corpo Catolé do Rocha (suíte Itaporanga na região de Alexandria - RN).

No Complexo Jaguaretama a deformação D_3 é evidenciada pelos planos axiais (S_3) verticalizados de megadobras (ver mapa geológico). As estruturas $S_1//S_2$ subhorizontais deste complexo podem evoluir para uma foliação de mergulho forte e até milonítica (S_{3m} - milonítica) (Figura 4.14).

As lineações de estiramento aparecem paralelizadas aquelas de eixo de dobras, apresentando um suave caimento para NE e NNE. São marcadas pelo alinhamento de biotitas, nos gnaisses do Grupo São José, e feldspatos e quartzo em metaígneas (Figura 4.15), sobretudo nos quartzitos tectônicos.

Durante o evento brasileiro as suítes plutônicas representadas pelos corpos de Poço Dantas, Doutor Severiano/Pereiro, Luís Gomes, Marcelino Vieira e Pilões muito provavelmente tiveram seus alojamentos favorecidos pelas extensas zonas de cisalhamento correlatas àquela de Portalegre (ZCP). Estes granitoides brasileiros *sin-* D_3 , podem exibir uma foliação de forte mergulho, principalmente em suas bordas associadas às zonas transcorrentes/transpressionais ou transtracionais. Intrusões tardias a pós-cisalhamento, centimétricas a métricas são caracterizadas por venulações pegmatíticas e aplíticas (Figura 4.16).

As atitudes de foliação e lineação medidas em campo foram agrupadas e projetadas em redes estereográficas, uma referente às foliações e outra às lineações. As foliações e lineações do Complexo Jaguaretama, Suíte Serra do Deserto e granitoides estão dispostas uniformemente, indicando possivelmente estruturas de mesma geração. As medidas das atitudes dos planos definidos pelas foliações $S_1//S_2$, S_3 e S_{3m} foram plotados numa rede estereográfica de igual-área, podendo-se verificar íntima relação entre elas (Figura 4.17). Os planos $S_1//S_2$ e $S_3 + S_{3m}$ possuem similaridades no tocante às direções e sentido de caimento. Porém em relação à intensidade de mergulho as foliações $S_2//S_3$ apresentam mergulho suave a moderado ($0^\circ \sim 60^\circ$),



Figura 4. 14– Gnaise bandado do Complexo Jaguaretama mostrado foliação de alto ângulo S_{3m} como zona de milonitização paralela ao plano axial S_3 e a foliação S_1/S_2 flexionando para W e, por vezes, horizontalizando-se. LU-0620, leste de Riacho de Santana-RN. O cabo do martelo indica o Norte.



Figura 4. 15 – Lineação de estiramento de baixo rake em metadiorito marcada pelo estiramento de plagioclásios. Afloramento LU-0476, sítio Guardado, município de Doutor Severiano (RN).



Figura 4.16 – Intrusão aplítica em ortognaise augen (metagranito de Marcelino Vieira – tipo Itaporanga) truncando a foliação milonítica. Afloramento LU-0621, município de Marcelino Vieira-RN. O cabo do martelo indica o Norte.

preferencialmente NW-SE, denotando o paralelismo destas duas tramas tectônicas. O plano S_3 contrasta com os demais em relação ao caimento mais forte ($60^\circ\sim 90^\circ$) e poucas medidas fogem ao *trend* NW-SE.

A figura 4.17A mostra as atitudes representadas pelos pólos das foliações S_1 , S_2 e $S_3//S_{3m}$ plotadas numa projeção em rede estereográfica – igual área, hemisfério inferior no software livre *SteroNet* 2.46 ano 2000, totalizando 79 atitudes. S_1 possui 36 medidas, sendo representadas por triângulos pretos e apresentam atitudes com tendência de mergulhos suaves a moderados para SE e NW. S_2 possui 30 medidas sendo representadas por círculos vermelhos e, assim como S_1 , os mergulhos têm tendências SE e NW, suaves a moderadas. A foliação S_3 é representada juntamente com S_{3m} (foliação milonítica) devido à contemporaneidade de ambas. Estas possuem a soma de 13 medidas que são representadas por losangos azuis distribuídos na direção SE-NW, porém com ligeira dispersão para ESE-WNW. Estas foliações apresentam mergulhos

fortes há verticais com direção dos planos NE-SW. Na figura 4.17B as 79 medidas de foliações são representadas por intervalos de sentido de caimento que varia de 0° a 360° , e quantidade de medidas neste intervalo (intensidade), variando do centro da rede estereográfica (0%) ao limite desta (100%). Portanto a maior concentração das medidas de caimento da foliação estão no sentido NW e SE. Ainda se destacam medidas na direção ENE-WSW, havendo medidas, esporádicas na direção NNE-SSW. Na figura 4.17C estão representadas as concentrações dos pólos das medidas, onde uma escala arbitrária de tons de cinza marca as maiores concentrações (escuras e tendendo ao preto) e a menores concentrações (claras e tendendo ao branco) e ausência de medidas (branco). As classes de frequência variam de 1,00 – 2,00; 2,00 – 3,00; 3,00 – 4,00;... ; 10,00 – 11,00 e as concentrações das medidas seguem proporcionalmente ao módulo das classes, assim, quanto maior a classe maior será

a concentração de medidas nesta. Então no gráfico as maiores classes, ou maiores concentrações, se localizam em “1” e “2”, marcando aglomerados dos pólos das medidas de S_2 , S_3 e S_3/S_{3m} .

Na faixa sul da Folha as direções das estruturas estão dispostas em um *trend* regional NE-SW variando para NNE-SSW. A foliação S_3 possui mergulhos predominantemente no intervalo de 60° a 90°. As lineações de estiramento L_{x3} apresentam caimentos suaves variando de 0° a 25°, mas podem mostrar caimento mais forte esporadicamente (Figura 4.18). Uma lineação L_{x3m} milonítica também foi medida nas zonas de cisalhamento, com caimento variando entre 13° a 32° e sentido em torno de 30° Az. Na faixa norte da Folha as tendências das orientações das estruturas lineares e foliadas guardam variações similares, com predominância de verticalização de S_3 e sentido das lineações para NE e SW (Figura 4.19).

A este episódio deformacional, associa-se o metamorfismo regional M_3 afetando de modo expressivo grande parte das litologias da Folha. Este metamorfismo regional é representado pela assembléias quartzo + plagioclásio + microclina ± ferrohastingsita ± granada para os complexos Caicó e Jaguaretama, e as suítes Serra do Deserto e Poço da Cruz, caracterizando a fácies anfibolito e atingindo a isógrada da anatexia, com retromorfose para fácies xisto verde.

O metamorfismo M_3 é reconhecido nas escalas macroscópicas a microscópicas. Em escala macroscópica é observado pela forte orientação mineral, com destaque para os ortognaisses nematoporfiroblásticos do embasamento com fenocristais de microclina fortemente orientados/estirados com caudas de recristalização nos feldspatos. Em seção delgada esta orientação mineral também se evidencia pela biotita, ferrohastingsita/hornblenda e quartzo com textura nematoblástica e definindo a foliação S_3 , por vezes truncando a foliação S_1/S_2 .

O plagioclásio do tipo andesina-oligoclásio em presença da ferrohastingsita/hornblenda nos ortognaisses graníticos a tonalíticos dos complexos Caicó e Jaguaretama e o do tipo andesina/labradorita em anfibolitos destes complexos indicam as condições de fácies anfibolito (Winkler, 1977; Spear, 1993). As caudas de recristalização da microclina, o processo de microclínização do plagioclásio e a desestabilização de biotitas para microclina (Figura 4.20), apontam as condições de fácies anfibolito superior (± 600 °C), tanto nas rochas do embasamento cristalino, como nos ortognaisses das suítes Poço da Cruz e Serra do Deserto, conforme a reação que abaixo.

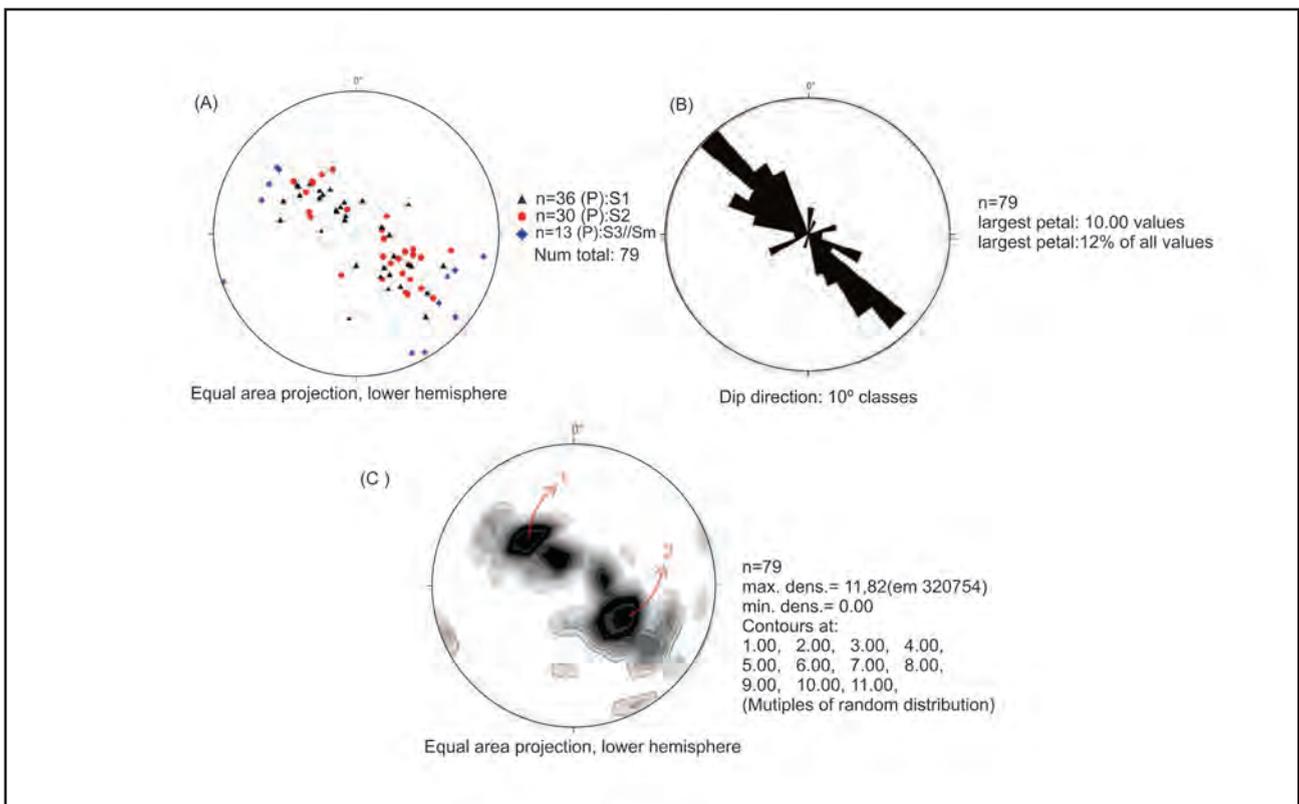
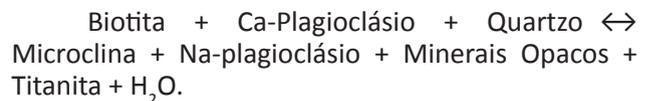


Figura 4. 17 – Estereogramas de planos de igual-área para a faixa central da Folha. (A) Rede estereográfica apresentando os pólos das atitudes das foliações S_1/S_2 e S_3/S_{3m} , (B) Diagrama de rosetas apresentando os sentidos de caimento preferenciais divididos em dez classes. (C) Diagrama de densidade apresentando as concentrações dos pólos (1 e 2, na figura) das medidas de S_1/S_2 e S_3 . (Figura compilada de Magalhães 2010).

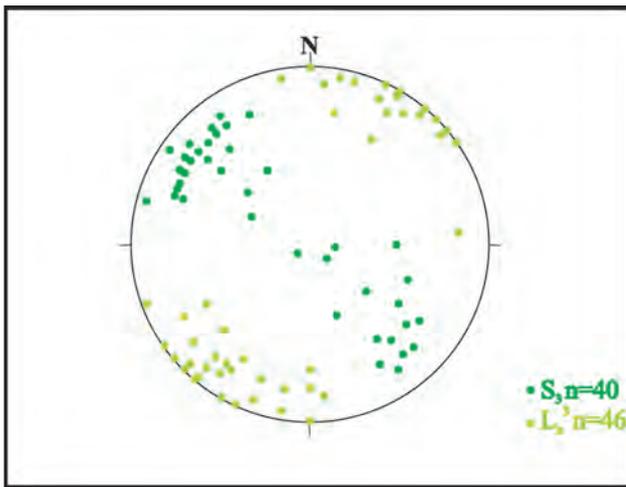
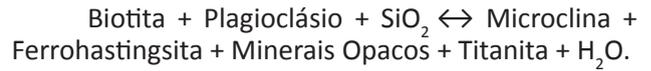


Figura 4.18 – Estereograma de Schmidt (hemisfério inferior) para os pólos S_3 (círculos) e L_{x3} (estrelas) (Compilado de Melo, 2011).

Outro importante marcador deste metamorfismo regional é a transformação de biotita para ferrohastingsita/hornblenda nas rochas dos complexos do embasamento além da cristalização tardi-cinemática de titanita e *tardi* a pós-cinemática de minerais opacos - frequentemente magnetita, conforme a transformação abaixo. Nota-se ainda em ferrohastingsita ortognaisses no Complexo Jaguaretama e ferrohastingsita anfibolitos do Complexo Caicó, uma ferrohastingsita S_2 sendo truncada por outra em S_3 .



Localmente observamos a blastese de granadas em ortognaisses do Complexo Caicó a partir da seguinte reação que segue, sob condições de fácies anfibolito superior. Estas granadas são intersticiais tardi a pós-cinematias, crescendo nas bordas de microclina e consumindo biotita (Figura 4.21).

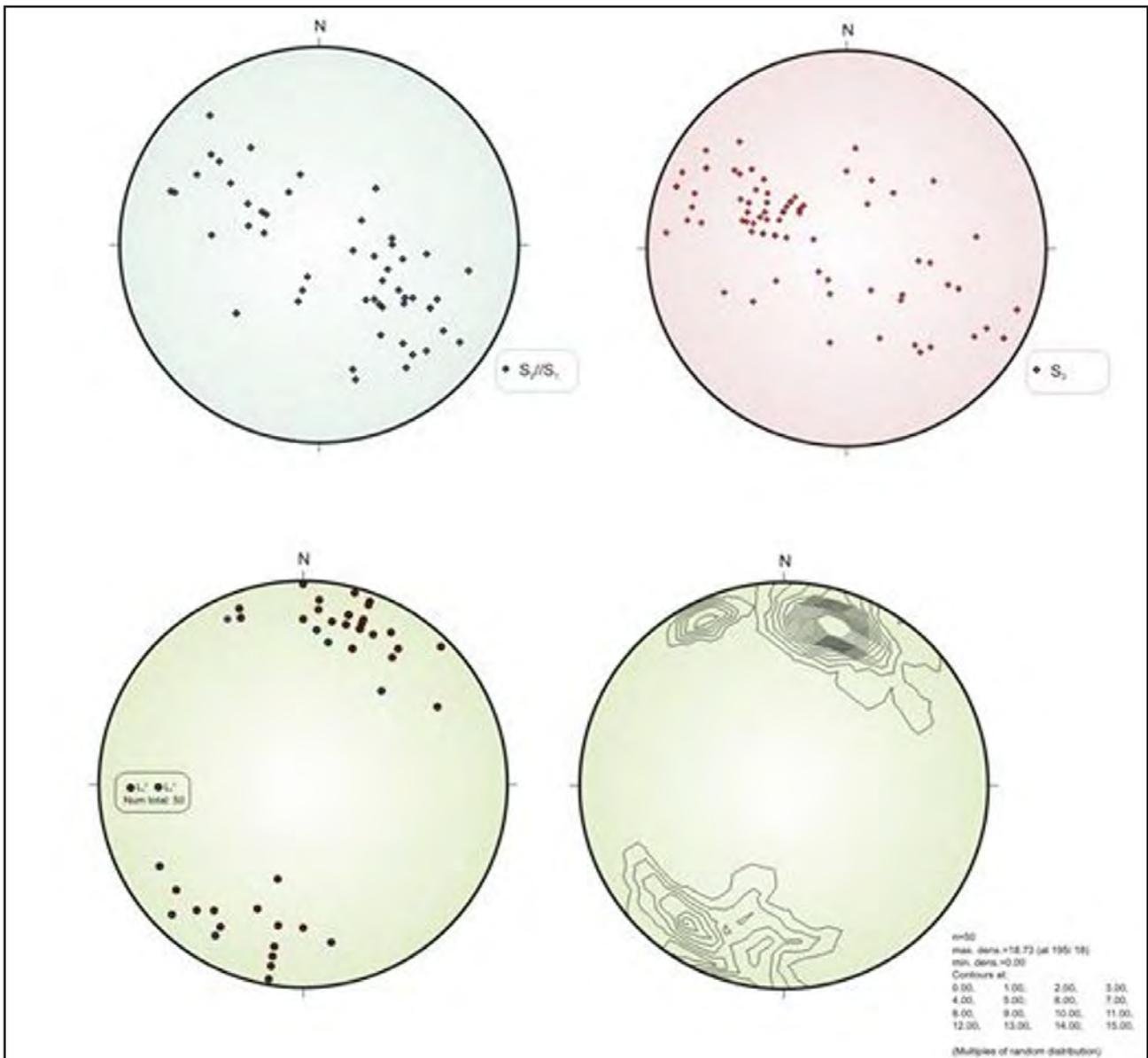


Figura 4.19 – Estereogramas igual área (hemisfério inferior), onde os dois primeiros círculos superiores caracterizam a esquerda os pólos das foliações S_1/S_2 e a direita os pólos de S_3 . Os dois círculos inferiores evidenciam as orientações das lineações L_{b3} e L_{x3} (Compilado de Menezes, 2010).

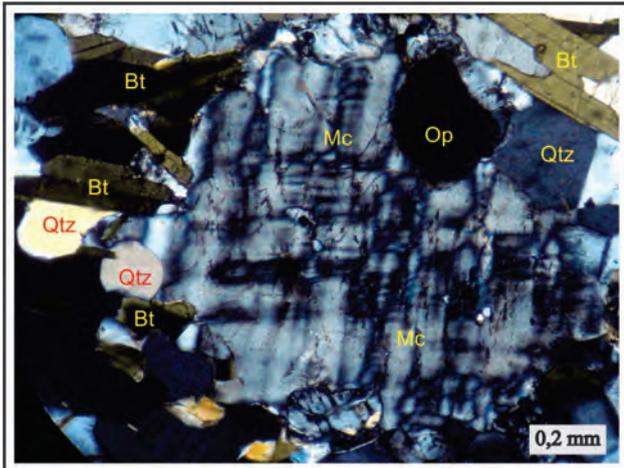


Figura 4.20 – Fotomicrografia de ortogneisse granítico do Complexo Caicó bandado mostrando microclina (Mc) consumindo biotitas (Bt) e produzindo minerais opacos (Op). Afloramento LU-0106 sitio Pau Jucá, município de Tenente Ananias, NX, 100X.

Biotita + Quartzo \leftrightarrow Microclina + Almandina + Titanita + Minerais Opacos + H₂O. No clinopiroxênio metagranito a granada cresce por coalescência em agregados granulares *sin-* a *tardi-S₃*, associando-se aos minerais opacos, sobrecrecendo nos cristais de clinopiroxênio augítico (Figura 4.22). Esta transformação pode ser representada pela reação a seguir:

Aegerina-augita + Ca-Plagioclásio \leftrightarrow Granada (Grossulária \pm Andradita) + Minerais Opacos.

A presença da granada nestas rochas pode ser interpretada como a formação de granitos tipo-S na faixa onde ocorre o Complexo Caicó bandado com intensa migmatização, a qual pode ser a possível fonte da cristalização destes granitos.

O metamorfismo regional grada para o expressivo metamorfismo dinâmico o qual está associado às zonas de cisalhamento dextrais que

atravessam a área, principalmente em sua metade oeste (ver mapa geológico), gerando rochas protomiloníticas, miloníticas até ultramiloníticas. Na zona de cisalhamento Portalegre (ZCPA) as rochas sofrem intensa deformação dúctil, afetando as rochas dos complexos Jaguaratama e Caicó, onde os ortogneisses são transformados em protomilonitos a milonitos xistosos. Neste contexto, há porfiroclastos de feldspatos com sombras de pressão e caudas de recristalização, textura de subgrãos e recristalização dinâmica em níveis quartzosos e estruturas S-C'. Essas rochas evoluem para ultramilonitos xistosos até filonitos. Os milonitos a ultramilonitos apresentam-se com granulometria fina a muito fina, indicando alto grau de cuminição da rocha original, além de texturas como *quartzo-ribbons* e *mica-fishes* esporádicas de muscovita, sob condições metamórficas de fácies xisto verde superior a anfíbolito.

Nas zonas de cisalhamento entre Poço Dantas (PB), Encanto (RN), Doutor Severiano (RN) e Ererê (CE), correlatas à ZCPA, são intensos os processos tectôno-hidrotermais transformando ortogneisses e granitoides em protomilonitos, milonitos e quartzitos tectônicos. Particularmente nos arredores de Venha-Ver e comunidade de Minhuins/RN destaca-se a variação gradual na composição mineralógica e textural, sendo caracterizada de E para W pela sequência gradativa de ortogneisse granítico protomilonítico, biotita ortogneisse milonítico, muscovita milonito porfiroclástico com biotita, muscovita ultramilonito, muscovita quartzito tectônico, muscovita xisto tectônico e localmente por muscovitito. Os quartzitos e xistos tectônicos, juntamente com o muscovitito, fazem parte da associação de rochas resultantes da ação do metamorfismo dinâmico e hidrotermal.

A desestabilização das rochas originais foi provocada por uma forte cuminição mineral associada a uma importante atividade tectono-

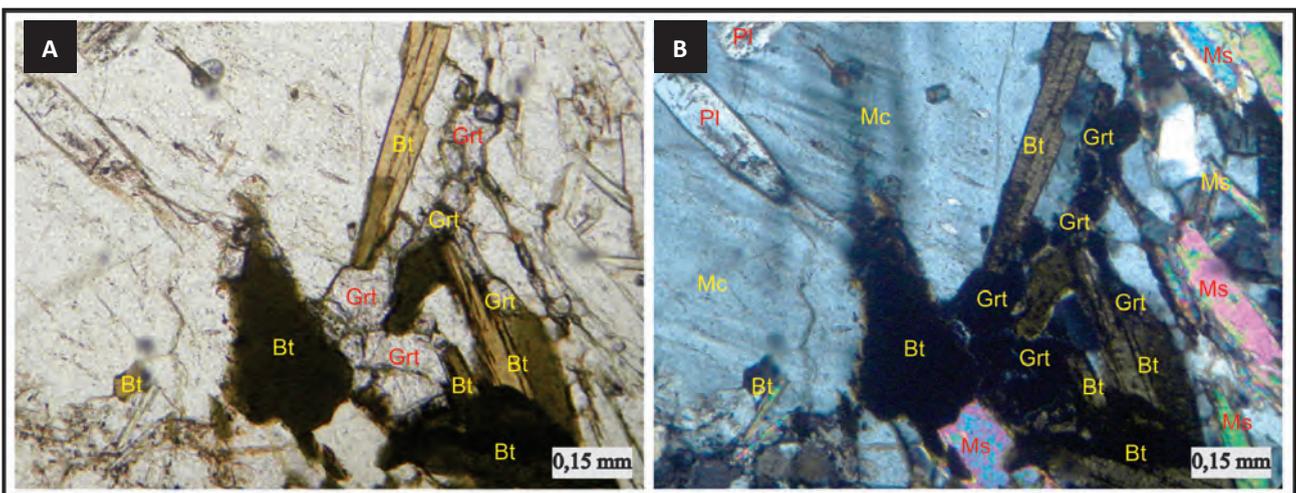


Figura 4.21 – Fotomicrografias de ortogneisse granítico do Complexo Caicó mostrando granada (Grt) consumindo biotita (Bt) na borda de microclina (Mc) pertítica. Afloramento LU-0080, sítio Juazeiro, município de Marcelino Vieira. (a) N//, 100X e (b) Mesma imagem de "a" com NX.

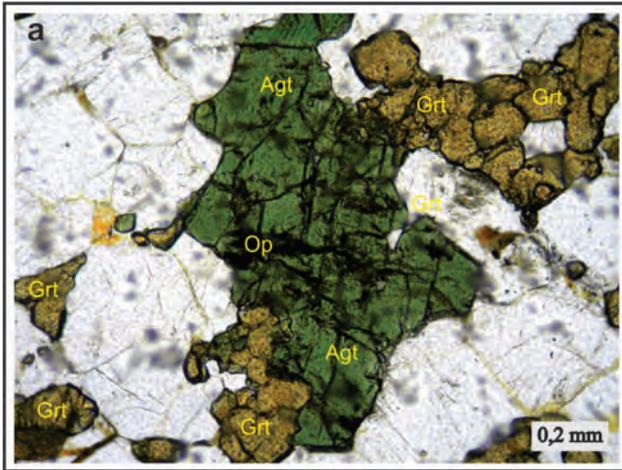
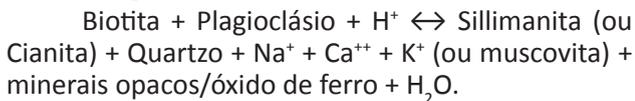
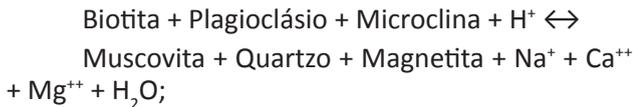


Figura 4.22 – Fotomicrografia de metagranito da Suíte intrusiva Catingueira mostrando aegerina-augita (Agt) desestabilizando para granada (Grt) e minerais opacos (Op). Afloramento LU-0117, comunidade Poço do Açude, município Tenente Ananias, N//, 100X.

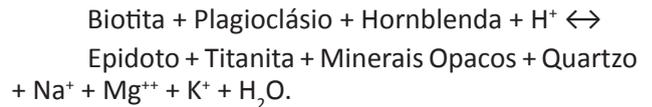
hidrotermal. Ocasionalmente a desestabilização intensa dos feldspatos e biotitas, lixiviando alguns álcalis tais como Na^+ e Ca^{++} , concentrando o K e Al nas muscovitas, o Al e Si na sillimanita, SiO_2 como quartzo (Figura 4.23) e Fe nas magnetitas. Estas alterações atuaram em sistema aberto com uma importante participação do componente hidrotermal, semelhantes àquelas já descritas na faixa Seridó (Silva, 1995; Souza, 1996), sendo representadas pelas reações que seguem.



Dantas *et al.* (2002) e Trindade *et al.* (2008) mostram que regionalmente, zonas de cisalhamento submeteram essas rochas transformadas a

temperatura e pressão entorno de 575 °C e 3,5 Kb respectivamente. Estes dados previam a presença de sillimanita e/ou cianita. Legrand & Magini (1992) calcularam a temperatura por volta de 400 °C para quando não havia a presença de um bom geotermômetro como a sillimanita. Localmente Medeiros (1981a e 1981b) descreveu a cianita nos quartzitos tectônicos, próximo a Coronel João Pessoa (RN). O par muscovita - quartzo pode resistir a temperaturas de metamorfismo de fácies anfibolito.

Em um perfil a E da cidade de Poço Dantas/PB foi encontrada mudanças petrográficas de muscovita quartzitos tectônicos para hornblenda - epidoto quartzitos tectônicos. Estes quartzitos tem com protólitos respectivamente as rochas do Complexo Jaguaretama a E e os dioritos da Suíte São João do Sabugi variando para ortognaisses dioríticos a W. Quando o protólito são os ortognaisses do Complexo Caicó a transformação é similar a exemplificada pela reação acima citada. Os hornblenda – epidoto quartzitos tectônicos intercalados aos epidoto - hornblenda ortognaisses miloníticos dioríticos são derivadas do diorito Poço Dantas (Suíte São João do Sabugi). Em uma mesma seção delgada é possível definir essas duas litologias, com estrutura milonítica e forte orientação dos cristais de quartzo, por vezes *ribbon*, cristalização intensa de epidoto e desestabilização parcial da hornblenda e feldspato. Neste contexto a transformação pode ser representada como segue.



A blastese do epidoto em presença da hornblenda indica as condições de fácies anfibolito inferior ou fácies xisto verde superior.

Ainda nos arredores da comunidade de Minhuins/RN encontramos um corpo anfibolítico pertencente ao Grupo São José encaixado nas metaplutônicas da Suíte

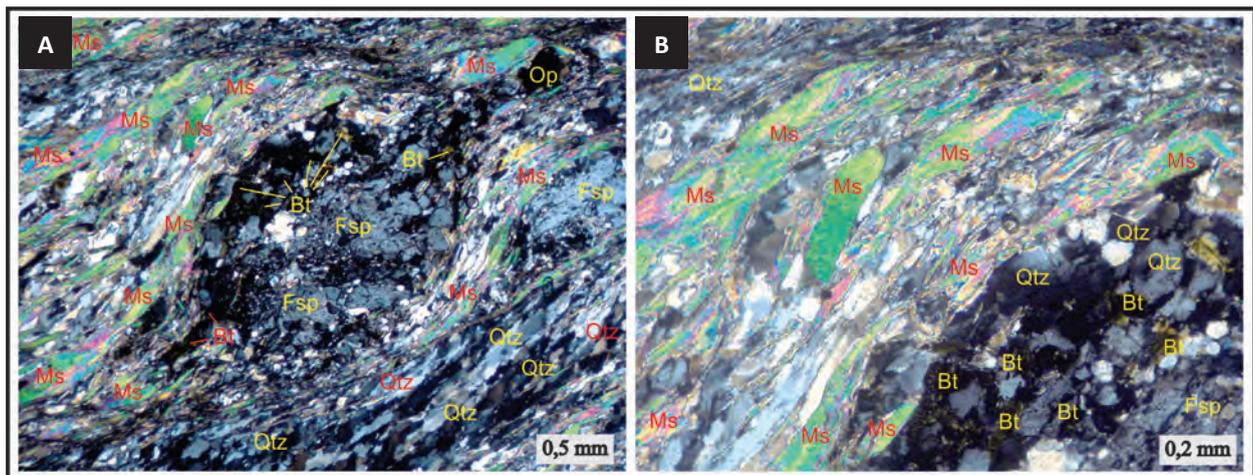


Figura 4.23 – Fotomicrografia no muscovita xisto tectônico mostrando de porfiroclasto de feldspato (Fsp) com subgrãos de quartzo (Qtz) e relíquias de biotita (Bt) nas bordas. Envolvendo este porfiroclasto observamos muscovita (Ms) e quartzo (Qtz) compõe a estrutura milonítica. Afloramento LU-0135, comunidade Minhuins, sul de Venha Ver (RN), (a) NX, 40X e (b) NX, 100X.

Serra do Deserto transformadas em rochas miloníticas. Esse corpo anfibolítico é também fortemente afetado pelo cisalhamento, gerando carbonato - epidoto - actinolita milonito, exibindo intenso estiramento mineral, blastese carbonática e forte epidotização, além da textura nematoblástica fluxosa dos agregados de actinolita (Figura 4.24). Notamos a frequente desestabilização de ferroactinolita, plagioclásio, com importante infiltração de CO₂ e H₂O, permitindo a blastese dos agregados de epidoto e calcita, conforme a transformação que segue.

Ferroactinolita + Plagioclásio + H₂O + CO₂ ↔ Calcita + Epidoto + Minerais Opacos + Na⁺.

Yardley (2005) e Spear (1993) descreveram a substituição da hornblenda para ferroactinolita + epidoto sob condições de fácies xisto verde superior, com temperatura da ordem de 500 °C.

Um ferroactinolita anfibolito do Complexo Caicó foi observado na ZCPA, a leste de Major Sales (RN), exibindo forte xistosidade milonítica, sendo a ferroactinolita proveniente da transformação da hornblenda. O plagioclásio foi substituído por escapolita com a participação do fluido possivelmente portador de Cl⁻ e/ou CO₂. A associação de escapolita + hornblenda aponta para o metamorfismo fácies anfibolito superior, onde Aitken (1983) *apud* Teertstra & Sherriff (1997) definiram temperaturas da ordem de 625 °C sob pressão de 5 Kbar para o aparecimento da escapolita. A blastese de ferroactinolita consumindo a hornblenda indica a retromorfose para a fácies xisto verde superior/anfibolito inferior. Assim, a ZCPA se instalou sob regime metamórfico de fácies anfibolito superior a anfibolito inferior.

Nos arredores de Poço Dantas (PB) o mármore dolomítico do Complexo Jaguaretama encontra-se como megaxenólito no corpo diorítico (Suíte São João do Sabugi). Este metacarbonato sofreu intensa deformação e metamorfismo térmico permitindo a blastese de olivina/forsterita conforme reação abaixo. Considerando a temperatura de cristalização do diorito da ordem de 700 a 750 °C, estimamos que

a temperatura responsável pela blastese de olivina seria da ordem dos 650°C (fácies anfibolito superior), supondo valores XCO₂ intermediário a altos e pressões não superiores a 4 kbar (Bucher & Frey, 1994).

Tremolita + 11 Dolomita ↔ 8 Forsterita + 13 Calcita + 9 CO₂ + H₂O.

Esse episódio M₃ mostra tendência regressiva com a retromorfose no sentido da fácies xisto verde (Figura 4.25), o qual guarda íntima relação com as estruturas (gnaissificação, xistosidade e/ou foliação milonítica) de mergulho forte. As assembléias minerais envolvendo a recristalização de feldspatos nos complexos de embasamento paleoproterozoicos (riacianos) e rochas metagranitoides (estaterianos e neoproterozoicos), blastese de sillimanita, localmente de cianita, de escapolita nos milonitos ao longo das zonas de cisalhamento, além de olivina em mármore (metamorfismo térmico), indicam o pico metamórfico em fácies anfibolito superior. Este pico metamórfico pode estar associado ao alojamento do volumoso magmatismo diorito-granítico neoproterozoico representado pelos vários batólitos sin-cinemáticos, os quais ocupam grande parte da Folha.

O M₃ evolui regressivamente para a fácies anfibolito inferior a xisto verde, sendo caracterizado pela blastese de epidoto, ferroactinolita, sericitização e saussuritização dos feldspatos, formação de serpentina e idingsita substituindo as olivinas, simultânea cloritização e muscovitização de biotitas. A contínua retromorfose e tardiamente ao M₃ podemos associar o contínuo soergimento crustal acompanhado de provável mecanismo de transtração, nas zonas de cisalhamento, permitindo injeções pegmatíticas e fluidos hidrotermais favorecendo as mineralizações de esmeralda e água marinha em ortognaisses miloníticos dos Complexo Caicó (Figura 4.26) e Jaguaretama, a leste e nordeste de Major Sales (RN), ametista e água marinha a NW de Luís Gomes (RN). Neste contexto podemos associar as ocorrências de Ouro ao longo das zonas miloníticas afetando os ortognaisses Serra do Deserto, p. ex. a mina do Cabelo a NW de Encanto (RN).

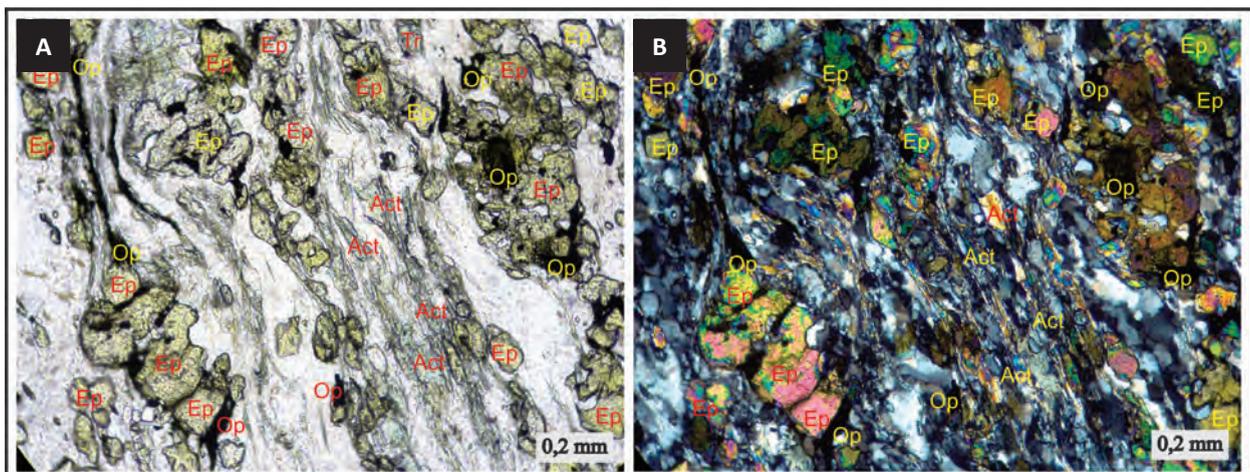


Figura 4.24 – Fotomicrografia de epidoto - actinolita milonito mostrando a intensa blastese de epidoto (Ep) com caudas e filetes de minerais opacos (Op) acompanhando a foliação milonítica, além de cristais aciculares de ferroactinolita (Act) com textura nematoblástica fluxosa. Afloramento LU-0136, comunidade Minhuins, sul de Venha Ver (RN), (a) N//, 100X e (b) Mesma imagem de "a" com NX.

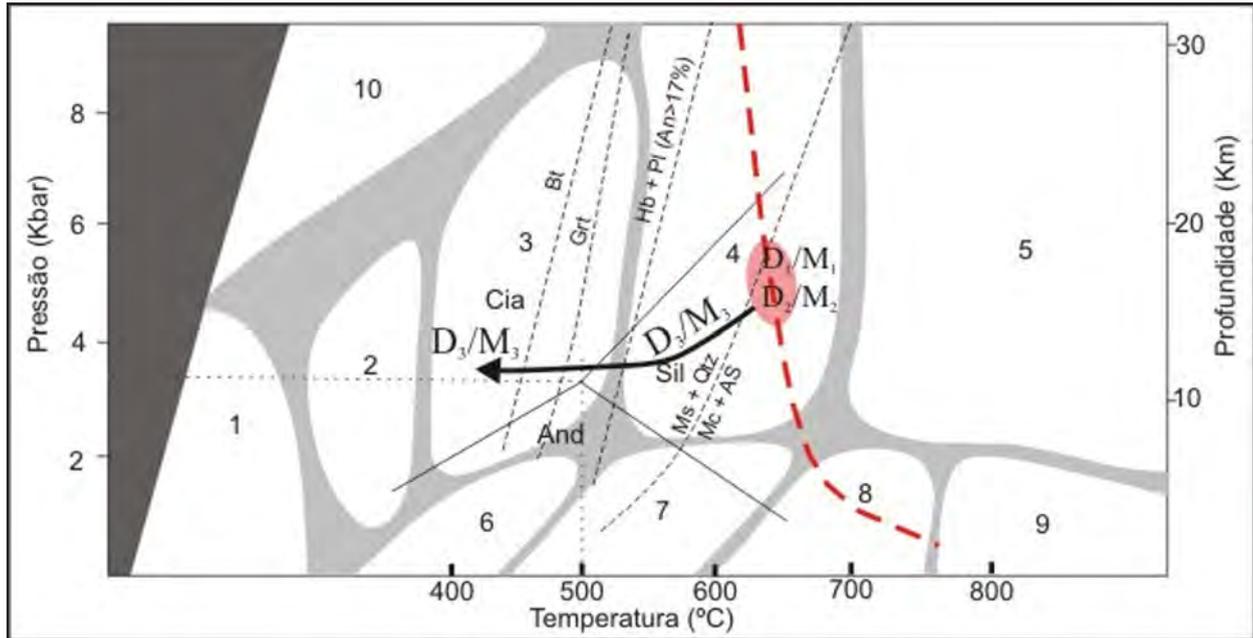


Figura 4.25 – Gráfico PT para o metamorfismo ocorrido nos três eventos tectônicos dúcteis. A área rosada mostra as condições PT para os eventos D_1/M_1 e D_2/M_2 . O evento D_3/M_3 é mostrado no gráfico de forma contínua inicialmente na fácies anfibolito superior evoluindo para a fácies xisto verde, indicando assim seu caráter regressivo. 1 - zeólita; 2 - pumpelyíta/prehnita; 3 - xisto verde; 4 - anfibolito; 4 - granulito; 6 - epidoto hornfels; 7 - hornblenda hornfels; 8 - piroxênio hornfels; 9 - sanidinito; 10 - xisto azul. Curvas adaptadas de Winkler (1977). A curva tracejada em vermelho marca o início da fusão granítica em presença de água, as curvas tracejadas em preto marca a temperatura mínima de estabilidade da biotita (Bt), granada (Grt) e anfibólio da família das hornblendas na presença de plagioclásio com teor de An>17% e a reação da muscovita + quartzo (Ms + Qtz) se transformando para microclina + polimorfo de Al_2SiO_5 (Mc + AS). Ponto triplo do Al_2SiO_5 (Andaluzita – And, Cianita – Cia, Sillimanita – Sil) de Holdaway (1971). Diagrama adaptado de Yardley, 2005.



Figura 4.26 – Evidência ortognaisse milonítico do Complexo Caicó, em garimpo inativo, com alojamento de pegmatito mineralizado em esmeralda acompanhando a foliação S_3 . Situada próxima a ZCPA, a leste de Major Sales (RN), margem do açude Pitombeira/garimpo Pitombeira.

O conjunto das assembléias minerais, seus respectivos episódios metamórficos e tectônicos, além dos graus metamórficos envolvendo os complexos de embasamento, suítes dos granitoides (Poço da Cruz, São João do Sabugi, Itaporanga, Dona Inês e Catingueira) e o Grupo São José está representado na Figura 4.27.

4.5 - EVENTO DEFORMACIONAL RÚPTIL (D₄)

Este episódio se caracteriza pela deformação frágil, com *trends* variáveis N-S, WNW-ESSE e NW-SE, sendo representada pelos planos de falhas, fendas por vezes preenchidas por pegmatitos, aplitos, exudados de quartzo e fraturas conjugadas (Figura 4.28 A, B). As estruturas frágeis comumente afetam os corpos graníticos, sendo estas estruturas notadamente visíveis desde a escala megascópica (fotos aéreas) até a escala microscópica (seções delgadas). Através de análises de imagens aéreas os vales retilíneos são exemplos dessas estruturas.

O intenso fraturamento por vezes produz cataclastos, afetando ortognaisses miloníticos Serra do Deserto (Figura 4.28 C). Alguns fraturamentos e planos de falhas podem ser interpretados tanto como estruturas formadas no alívio de pressão dos granitoides brasileiros com preenchimento por pegmatitos e exudados de quartzo (Figura 4.28 D).

A formação de *grabens* de idade cenozoica é mais comum próximo ao litoral do Nordeste brasileiro (Nogueira, 2008), entretanto no extremo NW da Folha, encontrou-se indícios de um *graben* interiorano, doravante denominado de *graben* do Merejo, caracterizado por falhas com escarpas retilíneas e topo plano (Figura 4.28 E), além de diferença de cota altimétrica considerável e com formação de brechas de falha (Cocentino, 2010). A sua formação está relacionada às reativações de zonas de cisalhamento desenvolvidas durante o evento D₃, comuns nos contatos entre o granitoide Pereiro e os dioritos do corpo de Dr. Severiano (RN). A reativação destas falhas produziu geralmente

Episódios Metamórficos	M ₁	M ₂	M ₃	M _{3m}
Minerais				
Quartzo				
Microclina				
Oligoclásio-Andesina				
Biotita				
Hornblenda				
Ferrohastingsita				
Ferroactinolita				
Granada				
Escapolita				
Sillimanita				
Cianita (Medeiro Neto, 1981)				
Muscovita				
Epidoto				
Titanita				
Minerais Opacos				
Clorita				
Calcita				
Dolomita				
Olivina (Metam. térmico)				
Serpentina				
Idingsita				
Sericita				
Episódios tectônicos	D ₁	D ₂	D ₃	D _{3m} -ZCPA e correlatas
Graus metamórficos	Fácies anfibolito/anatexia	Fácies anfibolito/anatexia	Fácies anfibolito e xisto verde	Fácies anfibolito e xisto verde

Figura 4.27 - Caracteriza as assembleias minerais, seus respectivos episódios metamórficos e tectônicos, além dos graus metamórficos considerando os complexos de embasamento, suítes dos granitoides (Poço da Cruz, São João do Sabugi, Itaporanga, Dona Inês e Catingueira) e o Grupo São José.

brechas tectônicas, que marcam as zonas de falha. Sua forma é muito bem marcada em mapas topográficos e imagens de radar (SRTM) e acompanha a direção NE-SW do corpo de Dr. Severiano O graben Merejo é preenchido por sedimentos cenozóicos, siliciclásticos, predominantemente arenosos com intercalações de argila. Depósitos de planície de inundação ricos em argilas ocorrem ao longo do Rio Merejo. Grande quantidade de colúvio, formados por blocos e matações também são encontrados nas encostas das serras. Nessa região, a topografia é marcada por grandes escarpas íngremes e retilíneas de direção NE-SW e diferença altimétrica variando

entre 300 e 600 m (Figura 4.28E). As estruturas geradas pela reativação das principais estruturas dúcteis formadas no evento brasileiro, tal como a reativação da ZCPA durante o mesozoico, evidenciada pela instalação das bacias, tipo *graben*, do Rio do Peixe, Coronel João Pessoa e Rafael Fernandes (ver mapa geológico). Uma segunda reativação da ZCPA é evidenciada pela geração de frequentes fraturas verticais afetando os arenitos da bacia Rafael Fernandes, na margem esquerda da BR-405, sentido Pau dos Ferros – Rafael Fernandes, na entrada desta última (Figura 4.28F).

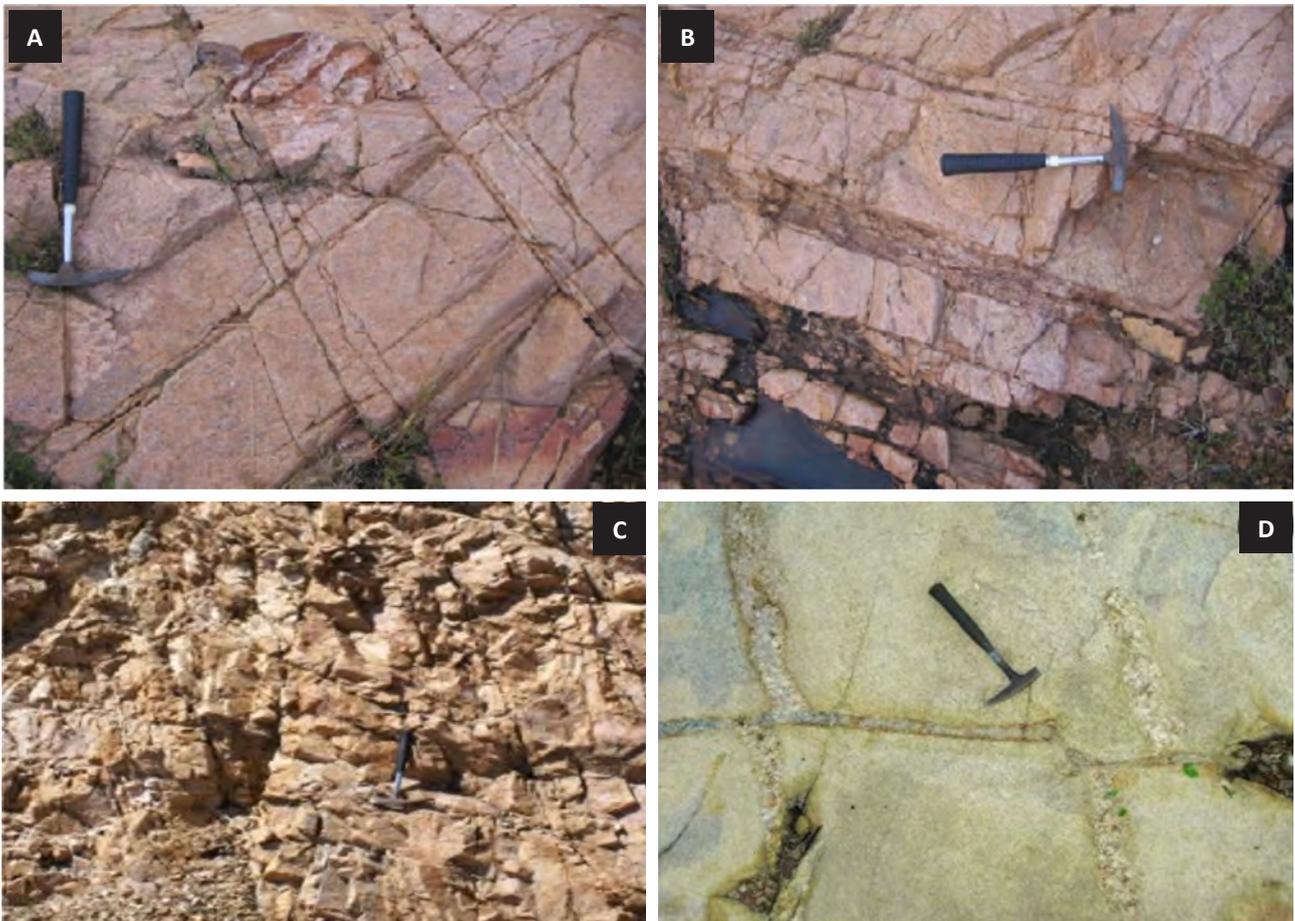


Figura 4.28 – Mostra estruturas frágeis em (A e B) ortognaisses Serra do Deserto com fraturas conjugadas, afloramento LU-0407, sítio Pescaria, Município São Miguel (RN). (C) intenso fraturamento e cataclase em ortognaisse milonítico Serra do Deserto, afloramento LU-0502, margem da RN-177, sítio Barreira, oeste de Encanto (RN); (D) Fendas em granito preenchidas por pegmatito cortados por veios de quartzo, afloramento LU-0039, zona urbana de Luiz Gomes (RN);



Figura 4.28 – (E) Evidência escarpas retilíneas com direção NE-SW, no graben Merejo (Cocentino, 2010), NW de Doutor Severiano (RN), extremo NW da Folha; (F) Reativação cenozoica da ZCPA afetando os arenitos da Bacia Rafael Fernandes, margem esquerda da BR-405, sentido Pau dos Ferros – Rafael Fernandes (RN) zona urbana desta última.

5 – GEOCRONOLOGIA

5.1 - ANÁLISES U-Pb

Foram realizadas análises isotópicas U-Pb em zircões e Sm-Nd em rocha total. As amostras foram trituradas e moídas no Departamento de Geologia da UFRN e as análises executadas no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade de Brasília, seguindo os procedimentos descritos em Buhn *et al.* (2009) e Gioia & Pimentel (2000), tendo sido usados para o cálculo das idades o Programa ISOPLOT versão 3.0 (Ludwig, 2003).

As frações de zircões límpidos e selecionados de um ortognaisse foliado mapeado como do Complexo Jaguaretama a leste da cidade de Poço Dantas (PB) apresentam seus cristais em geral bem formados, euédricos prismáticos alongados e bipiramidais, alguns com zonação de crescimento bem preservadas e outros mostrando algumas bordas corroídas. Estas observações foram realizadas diretamente na lupa bem como no microscópio eletrônico de varredura (MEV) da UFRN. Os pontos de análise em geral foram posicionados no centro do cristal, porém quando analisados centro e borda, não apresentam diferenças significativas. Os resultados estão mostrados na Tabela 5.1 os quais forneceram pontos muito próximos ou sobre a curva concórdia, fornecendo uma idade de 2193 ± 16 Ma (Figura 5.1), sendo considerado como um resultado de muito boa qualidade e representativo da idade do Complexo Jaguaretama nesta região de Pau dos Ferros (RN), marcando o Período Riáciano na região.

Foram também selecionados zircões da unidade denominada Granito Pereiro, exatamente na localidade-tipo, na cidade Pereiro (CE). Os zircões são em geral alongados, prismáticos com faces um pouco corroídas, e vários cristais também com zonação de crescimento, havendo também vários cristais que embora prismáticos, são curtos. Os resultados analíticos estão representados na Tabela 5.2, os quais produziram duas concentrações bem distintas no diagrama concórdia (Figura 5.2), fornecendo idades em torno de 1770 Ma e outra em torno de 570 Ma. Baseado nos dados de campo e no conhecimento regional em que o Granito Pereiro pertence aos granitos neoproterozoicos Tipo Itaporanga, estas duas populações estão sendo interpretadas como representativos de zircões herdados (1,77 Ga) e os outros representariam os zircões formados durante a cristalização deste granito. A Figura 5.3 exibe um diagrama calculado sem a influência dos zircões herdados pela rocha, fornecendo idade de cristalização da rocha em 574 ± 34 Ma, observando-se que todos os pontos estão sobre ou muito próximos da curva concórdia, refletindo uma idade de muito boa qualidade. Magini (2001) obteve resultados muito similares analisando zircões deste corpo na região

de São Miguel (RN). Numa análise mais detalhada através do microscópio eletrônico, não conseguimos caracterizar morfologicamente quais seriam os zircões herdados e de cristalização primária neste granito, ambos apresentando os tipos supracitados, com leve predominância dos zircões mais compridos representarem os zircões mais antigos, de herança. Igualmente, analisando bordas e centro, oferecem os mesmos resultados, sem caracterização de borda metamórfica e núcleo herdado, à exceção de apenas um zircão (Z26 na Tabela 5.2).

Fato interessante é que análises recentes em zircões do Granito Quixaba, situado na Folha Apodi (Neves *et al.*, 2012) e certamente de magmas não parentais com o Granito Pereiro, obtiveram resultados muito parecidos, com duas concentrações de zircões, uma em torno de 1,8 Ga e outra em torno de 0,6 Ga, sugerindo que os granitos estaterianos já descritos por Sá (1991) e Sá *et al.* (1995), dentro outros, nesta Faixa Jaguaribeaná, estão bem presentes nesta região de Pau dos Ferros (RN) e podem ter contribuído como fonte para geração destes granitoides, não se encontrando até o momento, similitudes para os granitoides neoproterozoicos da Faixa Seridó-Domínio Rio Grande do Norte. Ainda na contígua Folha Apodi (Neves *et al.*, 2012), foram datados augen gnaisse na região de Itaú, que forneceram idades de 1,78 Ga, comprovando a presença também nesta parte extremo-leste da Faixa Jaguaribeaná, destes ortognaises estaterianos. Recentemente foi reportado a presença de augen gnaisse com idades de 1,78 Ga na região de Serra Negra (RN), situado em domínios do Terreno Rio Grande do Norte (Hollanda *et al.*, 2011).

5.2 - ANÁLISES SM-Nd

Cinco amostras foram moídas e preparadas para análises Sm-Nd, em rocha total, sendo uma do Complexo Jaguaretama, duas de dioritos e duas de granitos de diferentes localidades. Os dados estão apresentados na Tabela 5.3 e na Figura 5.4 pode ser visualizada suas evoluções ao longo do tempo.

As rochas do Complexo Jaguaretama apresentaram idades modelo (T_{DM}) de 2,53 Ga e, considerando sua formação em torno de 2,19 Ga determinada neste trabalho pelo método U-Pb, fornece um $\epsilon_{Nd(t)}$ nesta época de -1,6, que é fortemente sugestiva de uma fonte para estas rochas de composição próxima ao CHUR. Neves *et al.* (2012) analisando rochas da contígua Folha Apodi, obtiveram também idades T_{DM} arqueanas para ambos os embasamentos Jaguaretama e Caicó, e valores de $\epsilon_{Nd(t)}$ também muito baixos, principalmente para o Complexo Caicó, também indicando fontes/protólitos com composições próximas ao CHUR.

Por sua vez, a amostra de diorito coletada na região de Dr. Severiano fornece uma idade modelo T_{DM} em torno de 2,1 Ga, e um $\epsilon_{Nd(t)}$ calculado a 0,6 Ga, da ordem de -17,2, o que significa uma fonte crustal ou com alta contaminação crustal.

Foram realizadas ainda análises Sm-Nd para uma rocha básica-ultrabásica homogênea e isotrópica, sem orientação dos minerais, em forma de um “dique” com centenas de metros de comprimento e localizado a Norte do Município de São Miguel (RN). Esta forneceu resultados (Tabela 5.2, CPM-121) com valores anormalmente elevados da razão $^{143}Nd/^{144}Nd$, a qual solicitamos a repetição da análise pelas implicações possíveis destes resultados.

As duas análises realizadas no Granito Pereiro, uma na localidade-tipo, exatamente na cidade de Pereiro (CE) e outra na região do município de São Miguel (RN), ambas apresentaram T_{DM} muito próximos e de idade arqueana, com um ϵ_{Nd} ($t = 0,6$ Ga) também fortemente negativo, evidenciando forte influência crustal para estes granitos. Interessante notar que, tal como os dados U-Pb, estes resultados são similares aos apresentados por Magini (2001) e Magini *et al.* (2008), corroborando idades-modelo arqueana para estes granitos e paleoproterozoica para os dioritos além de suas fontes assinaturas crustais.

Tabela 5.1 – Análises isotópicas U-Pb em zircões do augen gnaiss do Complexo Jaguaretama -TFM-13(Aflora:LU-0010)

Zircão	f(206)%	Th/U	6/4 ratio	7/6 ratio	1s(%)	7/5 ratio	1s(%)	6/8 ratio	1s(%)	Rho	Idade aparente						Conc (%)
											7/6 age	1s(%)	7/5 age	1s(%)	6/8 age	1s(%)	
016 Z08	0,03	0,15	70466	0,13565	0,4	6,5927	1,4	0,35250	1,4	0,96	2172,3	6,8	2058,4	12,7	1946,5	23,3	89,60
024 Z14	0,08	0,34	19005	0,13817	0,7	6,8504	1,2	0,35960	1,0	0,90	2204,3	12,9	2092,3	10,8	1980,3	16,5	89,83
030 Z18	0,67	0,33	2259	0,13737	1,2	6,9056	2,0	0,36459	1,6	0,92	2194,3	21,3	2099,4	17,5	2003,9	26,9	91,32
027 Z15	0,08	0,20	19399	0,14134	0,4	6,9643	1,2	0,35736	1,1	0,95	2243,7	6,3	2106,9	10,3	1969,6	18,8	87,78
011 Z05	0,10	0,18	15856	0,13947	0,3	6,9692	1,1	0,36240	1,1	0,96	2220,7	5,2	2107,5	9,9	1993,6	18,5	89,77
028 Z16	0,59	0,20	1934	0,13598	0,4	6,9748	1,0	0,37201	0,9	0,91	2176,6	6,8	2108,2	8,8	2038,9	16,0	93,67
048 Z28	0,02	0,21	83740	0,13725	0,5	6,9963	1,4	0,36970	1,2	0,96	2192,8	9,1	2111,0	11,9	2028,0	21,7	92,48
047 Z27	0,12	0,37	12320	0,13895	0,6	7,0680	1,4	0,36891	1,2	0,90	2214,2	9,9	2120,0	12,0	2024,3	21,4	91,42
040 Z22	0,14	0,33	21275	0,13478	0,6	7,1311	1,3	0,38373	1,1	0,88	2161,2	10,2	2127,9	11,4	2093,7	20,5	96,88
042 Z24	0,03	0,34	49407	0,13543	0,8	7,2304	1,1	0,38721	0,7	0,81	2169,6	13,5	2140,3	9,5	2109,9	13,1	97,25
017 Z09	0,08	0,14	18530	0,13779	0,7	7,2649	1,5	0,38238	1,4	0,89	2199,7	11,5	2144,5	13,4	2087,4	24,2	94,90
022 Z12	0,02	0,19	55590	0,13524	0,5	7,3490	1,7	0,39412	1,6	0,95	2167,1	9,0	2154,8	14,9	2141,9	29,1	98,84
029 Z17	0,03	0,41	44273	0,13810	0,3	7,3803	1,4	0,38759	1,4	0,97	2203,5	5,8	2158,6	12,5	2111,6	24,5	95,83
023 Z13	0,02	0,36	66667	0,13641	0,4	7,5791	1,1	0,40296	1,0	0,91	2182,2	7,4	2182,4	9,5	2182,6	18,1	100,02
018 Z10	0,03	0,40	57682	0,13678	0,7	7,7296	1,3	0,40986	1,0	0,88	2186,8	13,0	2200,0	11,5	2214,3	19,3	101,26
015 Z07	0,02	0,30	66596	0,13882	0,4	7,9324	1,5	0,41444	1,4	0,95	2212,5	7,7	2223,4	13,4	2235,2	26,8	101,02
045 Z25	0,01	0,40	106545	0,13805	0,4	7,9571	1,0	0,41803	0,9	0,90	2202,9	7,2	2226,2	8,9	2251,5	17,0	102,2

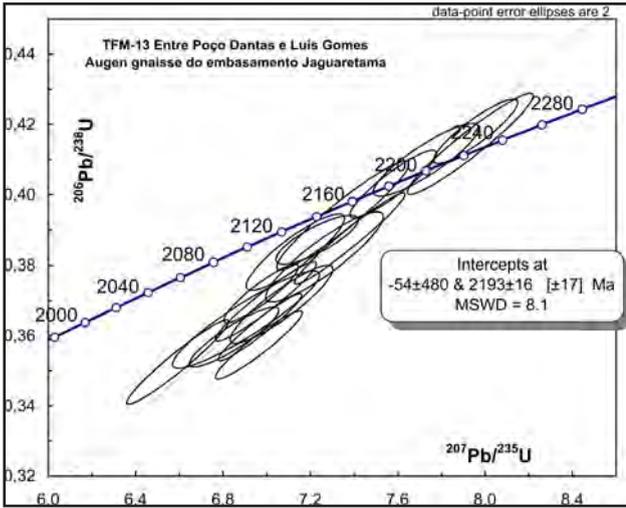


Figura 5.1 – Diagrama discórdia U-Pb para rochas do augen gnaiss do Complexo Jaguaretama na Folha Pau dos Ferros. Afloramento TFM-13 (Aflora: LU-0010).

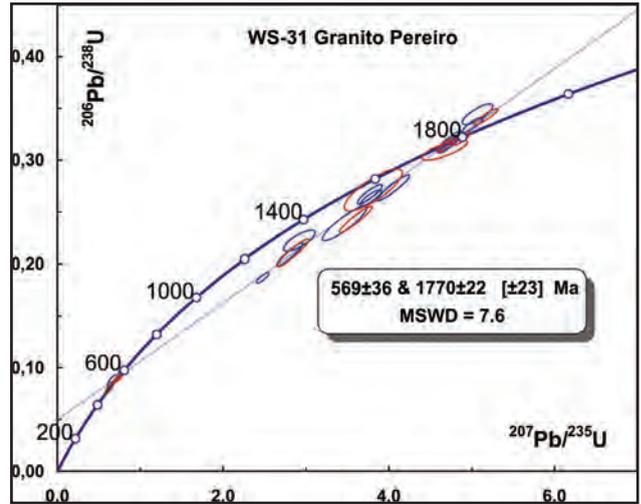


Figura 5.2 – Diagrama discórdia U-Pb exibindo zircões herdados e neoformados para rochas do Granito Pereiro na Folha Pau dos Ferros. (Aflora: LU-0532).

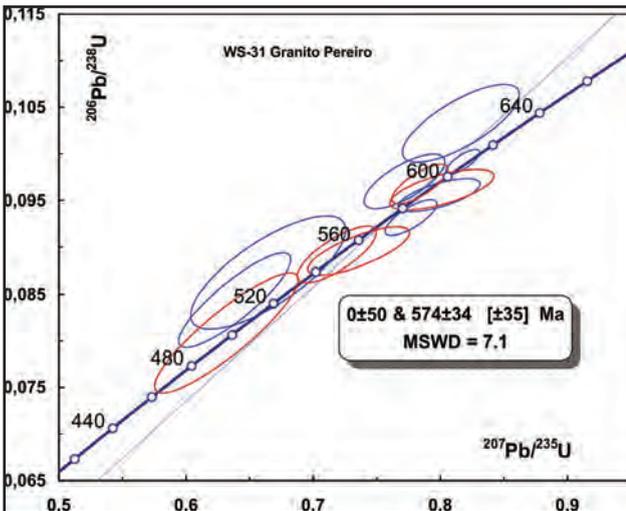


Figura 5.3 – Diagrama discórdia U-Pb exibindo zircões neoformados do Granito Pereiro na Folha Pau dos Ferros. (Aflora: LU-0532).

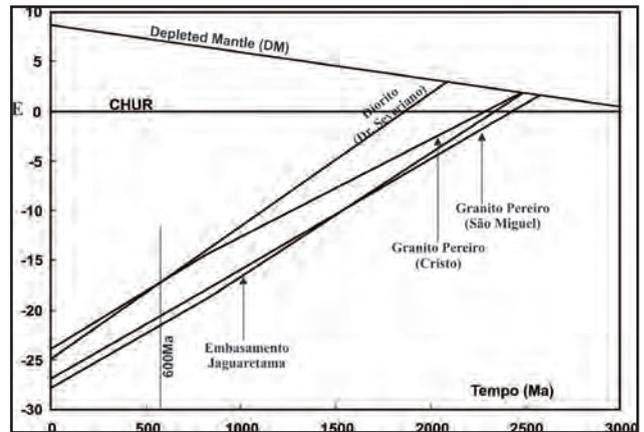


Figura 5.4 – Diagrama ϵ_{Nd} versus Tempo para rochas da Folha Pau dos Ferros.

Tabela 5.2 – Análises isotópicas U-Pb em zircões do Granito Pereiro - WS-31 (Afora: LU-0532)

Amostra	f(206)%	Th/U	6/4 ratio	7/6 ratio	1s(%)	7/5 ratio	1s(%)	6/8 ratio	1s(%)	Rho	Idade aparente				Conc (%)		
											7/6 age	1s(%)	7/5 age	1s(%)		6/8 age	1s(%)
Neoproterozoicos																	
029-Z39	0,04	0,25	45695	0,05668	1,7	0,6318	3,7	0,08084	3,3	0,89	479,1	36,8	497,2	14,4	501,1	15,7	104,60
0 Z24	0,05	0,15	35575	0,05488	1,4	0,6383	2,8	0,08435	2,4	0,87	407,4	31,5	501,2	11,1	522,0	12,2	128,13
033 Z19	0,03	0,16	70707	0,05522	2,5	0,6646	3,7	0,08729	2,8	0,75	421,2	54,8	517,4	15,2	539,5	14,6	128,09
015-Z08	0,07	0,24	25699	0,05840	1,1	0,7185	1,8	0,08923	1,4	0,77	544,9	24,1	549,8	7,5	551,0	7,3	101,12
012-Z07	0,04	0,26	47073	0,05955	1,9	0,7358	2,2	0,08961	1,2	0,75	587,4	40,6	559,9	9,5	553,2	6,2	94,18
011 Z07	0,05	0,17	36120	0,05768	1,1	0,7718	1,7	0,09705	1,2	0,72	517,6	25,1	580,8	7,4	597,1	7,0	115,36
039 Z23	0,05	0,17	39125	0,06048	0,7	0,7770	1,1	0,09317	0,8	0,76	620,8	14,3	583,7	4,8	574,3	4,6	92,50
017-Z31	0,03	0,37	70991	0,05876	0,7	0,7839	1,2	0,09676	0,9	0,76	558,2	15,8	587,7	5,1	595,4	5,1	106,67
042 Z26	0,06	0,06	28976	0,06064	1,5	0,7991	1,6	0,09557	0,8	0,67	626,5	31,6	596,3	7,4	588,4	4,3	93,91
006-Z23	0,03	0,39	56909	0,06043	1,9	0,8013	2,1	0,09617	0,9	0,67	619,0	39,9	597,5	9,4	591,9	5,2	95,62
041 Z25	0,01	0,23	132204	0,05982	0,4	0,8176	0,7	0,09913	0,6	0,77	596,9	8,1	606,7	3,1	609,3	3,2	102,08
Paleoproterozoicos (herança)																	
018-Z32	0,04		40444	0,10938	2,0	4,6726	2,4	0,30983	1,3	0,77	1789,1	36,3	1762,3	19,9	1739,8	19,7	97,25
022-Z34	0,01	0,48	144157	0,10817	0,4	4,7141	1,2	0,31609	1,1	0,94	1768,8	7,4	1769,8	9,9	1770,6	17,2	100,10
016-Z30	0,01	0,41	240840	0,11019	0,5	4,8733	0,9	0,32076	0,8	0,86	1802,6	8,2	1797,7	7,8	1793,4	12,8	99,49
024-Z36	0,01	0,46	148980	0,10978	0,6	5,1739	1,1	0,34183	1,0	0,92	1795,7	10,8	1848,3	9,8	1895,5	16,2	105,56
009-Z19	0,03	0,64	58949	0,09791	0,9	2,8449	2,8	0,21074	2,6	0,94	1584,6	17,5	1367,5	20,5	1232,8	29,0	77,80
003-Z26	0,02	0,36	79376	0,10760	0,7	3,6017	2,3	0,24276	2,1	0,95	1759,2	13,2	1549,9	17,8	1401,0	26,9	79,64
011-Z14	0,16	0,48	10169	0,10197	2,2	3,8118	3,8	0,27111	3,0	0,81	1660,3	40,0	1595,2	29,8	1546,4	41,9	93,14
047 Z29	0,03	0,46	67159	0,09621	0,6	2,4780	1,3	0,18680	1,1	0,85	1551,8	12,0	1265,6	9,1	1104,0	11,1	71,14
004 Z02	0,02	0,36	97733	0,09728	0,8	2,8047	2,3	0,20910	2,1	0,93	1572,7	15,8	1356,8	17,2	1224,0	23,8	77,83
006 Z04	0,09	0,38	18116	0,09531	1,9	2,9211	2,7	0,22227	1,9	0,77	1534,3	36,2	1387,4	20,3	1293,9	21,9	84,33
034 Z20	0,38	0,22	3733	0,10525	1,4	3,4653	3,2	0,23878	2,8	0,90	1718,7	25,6	1519,3	25,0	1380,4	35,4	80,31
022 Z13	0,04	0,34	41116	0,10237	0,7	3,7695	1,6	0,26706	1,4	0,89	1667,6	13,7	1586,3	13,0	1525,8	19,6	91,50
009 Z05	0,19	0,34	8367	0,10412	0,7	3,7820	1,4	0,26344	1,2	0,85	1698,9	13,3	1588,9	11,3	1507,4	16,3	88,73
029 Z18	0,04	0,44	41989	0,10761	0,7	4,0538	2,0	0,27321	1,9	0,94	1759,4	12,0	1645,1	16,2	1557,1	26,0	88,50
024 Z14	0,04	0,32	38897	0,10747	0,4	4,7233	1,3	0,31876	1,2	0,95	1756,9	6,9	1771,4	10,8	1783,7	19,1	101,53
016 Z09	0,03	0,27	76576	0,10894	0,4	4,7307	1,1	0,31495	1,1	0,93	1781,7	7,4	1772,7	9,5	1765,0	16,3	99,06
017 Z10	0,03	0,43	51300	0,10885	0,5	5,0150	1,0	0,33414	0,9	0,87	1780,3	8,9	1821,9	8,7	1858,4	14,7	104,38
010 Z06	0,07	0,41	27584	0,10680	0,9	5,0701	1,5	0,34429	1,2	0,79	1745,6	16,3	1831,1	12,5	1907,3	19,5	109,26

Tabela 5.3 – Análises isotópicas Sm-Nd (RT) do embasamento Jaguaretama e dos granitos e dioritos neoproterozoicos

Unidades	Número Campo	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 2\text{S}$)	$e_{\text{Nd}}(0)$	$e_{\text{Nd}}(t)$	T_{DM} (Ga)	Idade U-Pb (Ga)	Coordenadas
Complexo Jaguaretama	CPM 67 (LU-0286)	5,546	32,397	0,1035	0,511211 \pm 2	-27,84	-1,62	2,53	(2,19)	9223300N 585236E
Granito Pereiro (Pereiro)	WS 31 (LU-0532)	9,478	49,647	0,1154	0,511411 \pm 5	-23,94	-17,19	2,52	0,6	9331060N 560482E
Granito Pereiro (São Miguel)	WC 83 (LU-0479)	4,029	22,118	0,1101	0,511256 \pm 19	-26,95	-20,57	2,62	0,6	9322666N 565543E
Diorito (Dr. Severiano)	CPM 128-2 (LU-0347)	7,806	51,031	0,0925	0,511362 \pm 2	-24,89	-17,19	2,10	0,6	9328386N 568651E
Básica-UB (São Miguel)	CPM 121 (LU-0340)	13,274	69,308	0,1158	0,513718 \pm 7	21,08	+27,10	-	-	9322105N 555649E

6 – RECURSOS MINERAIS

6.1 - INTRODUÇÃO

Este capítulo foi elaborado com os dados obtidos em visitas a algumas ocorrências minerais na Folha Pau dos Ferros. A extrapolação da representação dessas ocorrências para toda a Folha se deve pela associação destas ocorrências com as litologias da área mapeada. O potencial mineral, aqui abordado, foi elaborado a partir das ocorrências cadastradas pela CPRM, pelos dados de requerimento de divulgados pelo DNPM e também pelas informações das ocorrências visitadas.

6.2 - CLASSIFICAÇÃO METALOGENÉTICA

Segundo França & Rocha (2005), a Folha Pau dos Ferros ocorre no Distrito metalogenético Nordeste Setentrional e no Setor metalogenético Encanto - São Miguel. Tal Distrito Metalogenético ocorre em três subunidades, a área metalogenética de água marinha de Tenente Ananias e as bandas metalogenética esmeraldíferas de Paraná-Marcelino Vieira-Francisco Dantas e Cacimbinha - Melancias (Figura 6.1). Entende-se aqui por bandas e áreas metalogenéticas níveis e horizontes dentro de uma faixa metalogenética com o mesmo quimismo e mesmo estilo estrutural, sendo uma faixa metalogenética definida informalmente para delimitar uma região onde o seu controle é litológico e sua distribuição obedece às sinuosidades estruturais dos horizontes litológicos controladores da mineralização.

A área metalogenética de água marinha de Tenente Ananias ocupa uma faixa de 2 km por 12 km, com um *trend* NE-SW a N da sede municipal de Tenente Ananias/RN. As ocorrências de água marinha estão associadas aos corpos pegmatíticos tabulares encaixados em gnaisses do Complexo Caicó bandado muitas vezes milonitizados. Estes pegmatitos são constituídos por quartzo, feldspato, amazonita, muscovita, biotita, berilo e granada, podendo ser utilizados como subprodutos.

A banda metalogenética esmeraldífera de Paraná - Marcelino Vieira – Francisco Dantas se distribui a E de Major Sales e José de Penha, com um *trend* NNE-SSW. Segundo França & Rocha (2005) esta banda é definida por uma camada de prováveis diques de metaultramáfica, milonitizada pela ZCPA. Estes diques ocorrem encaixados nos gnaisses do Complexo Caicó. Estas metaultramáficas são pouco prováveis, não sendo encontradas pelos autores deste relatório. A mineralização de esmeralda ocorre nos biotititos, flogopititos e tremolititos, sendo mais provável ser produto final do processo tectono-hidrotermal afetando os gnaisses e anfíbolitos

associados às injeções pegmatíticas ao longo da ZCPA, e não aos diques de metaultramáficas supracitados. Os corpos ou faixas mineralizadas ocupam com mais frequência na região entre a comunidade Panati e a sede municipal de Paraná/RN, onde os principais corpos apresentam espessura entre 2 a 5 m e comprimento entre 10 a 80 m. Foi observada a ocorrência de dravita nestes corpos esmeraldíferos.

A banda metalogenética esmeraldífera de Cacimbinha - Melancias ocorre a ENE da sede municipal de Riacho de Santana (RN), se estendendo com *trend* NE, até a comunidade Tabuleiro Grande. Nesta banda a mineralização também ocorre nos biotititos, flogopititos e tremolititos cisalhados por uma provável zona de cisalhamento cronocorrelata à ZCPA. Não foram visitados recursos minerais de esmeralda nesta banda, mas apenas ocorrências de pegmatitos mineralizados em água marinha com esmeralda subordinada, além de ocorrências de ametista e caulim, mostrando que esta banda metalogenética pode também representar uma região pegmatítica importante para os recursos minerais da região, podendo ser prolongada no sentido SW de Riacho de Santana, onde há ocorrência de ametista e berilo/água marinha.

O setor metalogenético de Encanto - São Miguel é interpretado como um setor propenso a mineralização de ouro devido à ocorrência na mina do Cabelo (desativada), na região de Encanto/RN, associada aos quartzitos tectônicos. Estes quartzitos se estendem por faixas contínuas com *trend* geral NE-SW, associando-se às zonas de cisalhamento e através das quais os processos tectono-hidrotermais favoreceram as mineralizações de ouro, seguindo um modelo semelhante aos depósitos de São Fernando e São Francisco na Faixa Seridó.

6.3 - OCORRÊNCIAS MINERAIS

Atualmente existem também 42 processos de minérios na Folha Pau dos Ferros em fases de requerimento de pesquisa (7 processos), autorização de pesquisa (29 processos), requerimento de licenciamento (1 processo), licenciamento (3 processos) e requerimento de lavra (2 processos) ocupando uma área de 54.279,51 ha, totalizando quase 20% da área total da Folha Pau dos Ferros. Estes processos estão requeridos para as substâncias de ouro, ferro, berilo, cascalho, minério de tântalo, argila para cerâmica vermelha, granito para brita, granito para revestimento, manganês, cassiterita e scheelita (Figura 6.2; Tabela 6.1). Nessa Folha são conhecidas 46 (quarenta e seis) ocorrências minerais cadastradas pela CPRM e 20 (vinte) novas sendo ora apresentadas no final deste capítulo (Tabela 6.2).

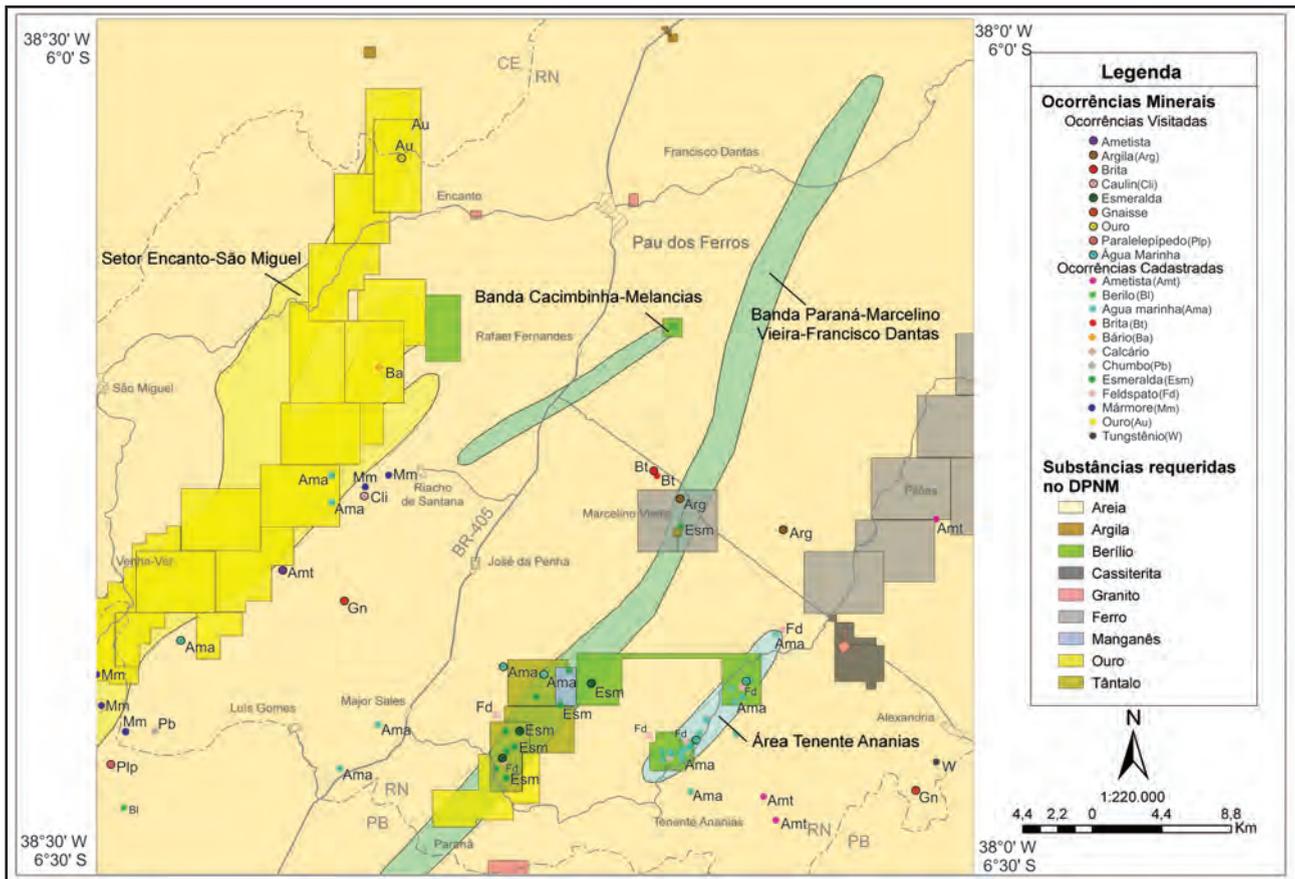


Figura 6.1 – Mapa com áreas metalogenética na Folha Pau dos Ferros, mostrando as ocorrências minerais cadastradas pela CPRM e as áreas visitadas e requeridas no DNPM (julho/2013). Bandas metalogenéticas compilada de França & Rocha (2005).

As ocorrências visitadas e cadastradas destacam vários setores minerais na Folha Pau dos Ferros. As gemas é o setor com maior potencial mineral na região. Na área estudada encontram-se três unidades metalogenéticas de gemas preciosas bem definidas, já descritas acima, duas com ocorrência de esmeralda e a outra com ocorrência de água marinha. Todas as três com vários subprodutos associados. Foram descritos também ocorrências de ametista e água marinha fora da sua área metalogenética. O setor de metais merece destaque pela ocorrência de quartzitos e em menor proporção os xistos tectônicos propensos a mineralização de ouro, definindo o setor metalogenético Encanto - São Miguel. O setor de rocha ornamental, também pode se destacar, pelos corpos pegmatíticos, rochas gnáissicas e batólitos graníticos, além dos quartzitos para revestimento. Outro setor importante para os recursos minerais da Folha é o dos minerais industriais com ocorrências de feldspato, sendo o caulim em menor proporção nos corpos de pegmatitos, além de paralelepípedos para pavimentação, brita, areia para construção civil e argila para cerâmica vermelha.

6.3.1 - Água Marinha

Foram visitados algumas ocorrências minerais de água marinha na região, sendo representadas

pelos garimpos da Mangabeira II, do Jorge, Recanto da Ema, sítio Jerimum e Imbé, onde as três últimas encontram-se fora da área metalogenética de água marinha de Tenente Ananias. Eram todos garimpos inativos quando visitados (Figura 6.3 a, b).

O garimpo da Mangabeira II é um pegmatito com 20 a 40 m de espessura e direção 30°Az (Figura 6.3a), encaixado em ortognaíse granítico a tonalítico do Complexo Caicó, com algumas porções exibindo estrutura milonítica. Além da mineralização de água marinha, foi observado a presença de amazonita, feldspato, muscovita, biotita e berílio, que podem ser utilizados como subprodutos.

O garimpo do Jorge é um pegmatito com 30 m de largura e 50 m de comprimento, encaixado em biotita ortognaíse com textura *augen*. Neste corpo há a presença de amazonita e zonas com muscovitas aproveitáveis como subproduto.

O garimpo do Recanto da Ema é um pegmatito que ocorre a E da ZCPA, com espessura aproximada de 14 m, direção E-W, encaixados em biotita ortognaíse granítico do Complexo Jaguaretama. Neste garimpo a mineralização se resume basicamente a ocorrência da água marinha.

O garimpo do sítio Jerimum é um pegmatito com entorno de 3 m de espessura, encaixado em ortognaíse granítico do Complexo Jaguaretama, onde a mineralização de água marinha ocorre

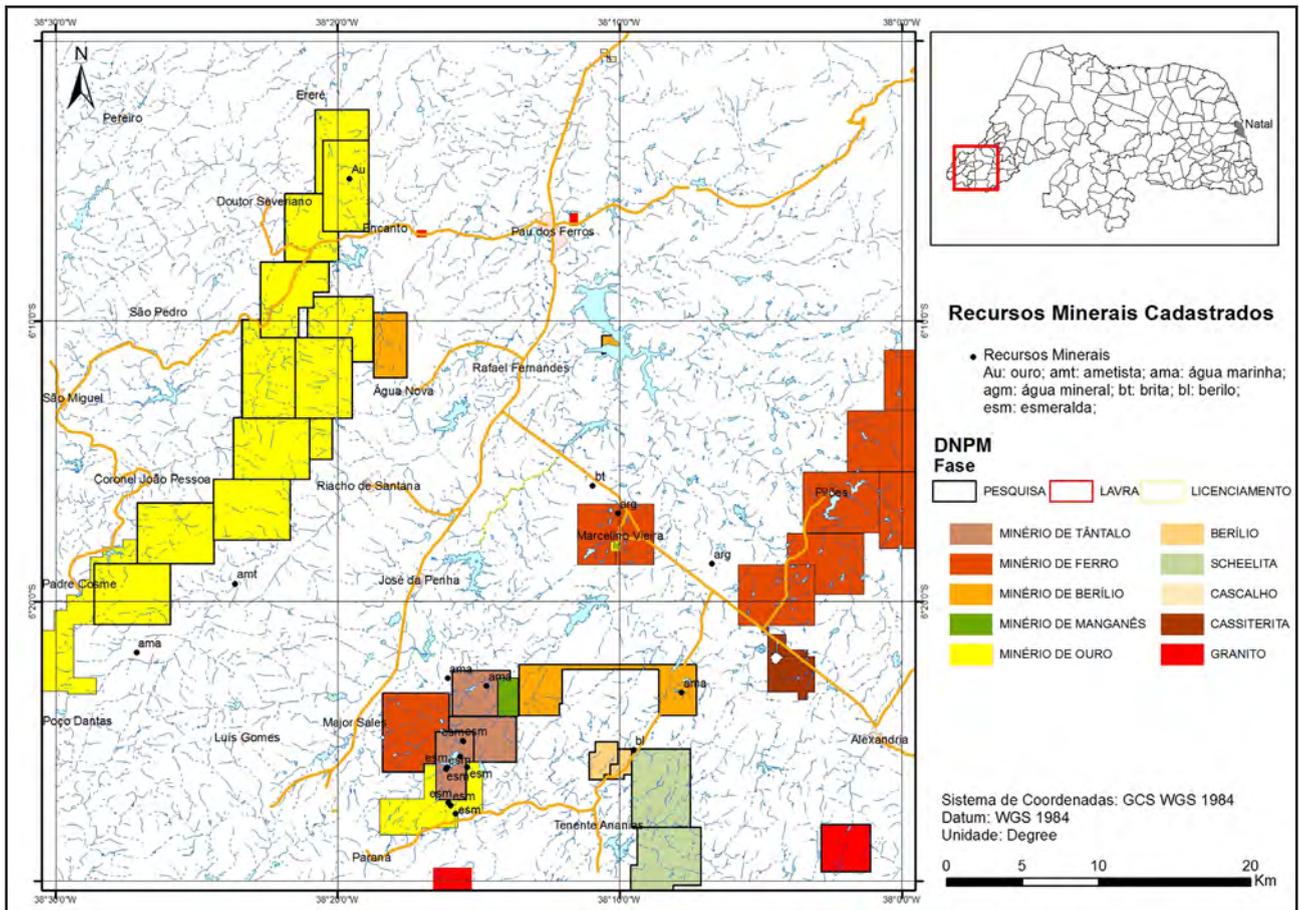


Figura 6.2 – Mapa de distribuição das áreas dos recursos minerais registradas no DNPM até julho de 2013.

associado a granada e berilo. Este pegmatito também se localiza a E da ZCPA.

O garimpo do Imbé está localizado próximo a comunidade com nome homônimo, a NW da sede municipal de Luís Gomes/RN. Este garimpo ocorre num corpo de pegmatito, com cerca de 10 m de espessura, encaixado num ortognaisse milonítico da suíte Serra do Deserto (Figura 6.3b). Neste pegmatito ocorre a mineralização de água marinha com esmeralda subordinada.

6.3.2 - Esmeralda

Foram visitados 4 (quatro) ocorrências de esmeralda na Folha Pau dos Ferros. Uma destas ocorrências possui esmeralda subordinada no garimpo de Imbé, acima descrito. As outras 3 (três) são os garimpos Pitombeira, Aroeira e Panati, dispostas na banda metalogenética esmeraldífera de Paraná - Marcelino Vieira - Francisco Dantas. Eram todos garimpos inativos quando visitados.

O garimpo Pitombeira se localiza a E do açude homônimo e é composto por corpos métricos de biotititos variando para biotita xistos miloníticos (tectono-hidrotermais) encaixados nos ortognaisses graníticos do Complexo Caicó (indiviso), verticalizados e com direção 20° Az (Figura 6.4a). Observa-se nesses biotititos e biotita xistos miloníticos mineralizados com esmeralda, cristais

de feldspatos com textura *augen*, sombra de pressão e cauda de recristalização que denotam um metamorfismo dinâmico atuante nas transformações destas rochas. Nota-se ainda um aumento da concentração de veios de quartzo e diques/soleiras pegmatíticos, centimétricos próximo as zonas mineralizadas, definindo uma faixa de intensa atividade tectono-hidrotermal crono-correlata a ZCPA. Além da mineralização de esmeralda, foi observada a presença de dravita.

O garimpo Aroeira se localiza no sítio homônimo, correspondendo a uma antiga exploração de esmeralda encaixada em biotita gnaisse com faixas biotíticas decorrente da atividade tectono-hidrotermal, através das quais se distribuem as mineralizações de esmeralda.

O garimpo Panati ocorre a E da comunidade homônima, a N da sede municipal de Paraná. É representado por cavas com cerca de 3 x 3 m, com algumas atingindo 8 m de profundidade (LU-0205). São escavados em estreitas faixas de biotititos mineralizados com esmeralda (Figura 6.4b). Estes biotititos apresentam granulometria grossa e estão encaixados em ortognaisses graníticos miloníticos com foliação anastomosada. Nota-se ainda estruturas S-C e microdobramentos tanto nos biotititos como nas encaixantes cronocorrelatos à ZCPA. Associado aos biotititos encontram-se corpos de pegmatitos ambos submetidos ao metamorfismo dinâmico.

Tabela 6.1 – Relação dos processos registrados no DNPM até julho de 2013.

PROCESSO	ÁREA (ha)	FASE do PROCESSO	NOME DO INTERESSADO	SUBSTÂNCIA
848617/2007	1761,7	Autorização de Pesquisa	Mineração Gama Ltda	Minério de Ouro
848468/2007	1997,96	Autorização de Pesquisa	Mineradora Minerva Ltda.	Minério de Ouro
848536/2008	1996,18	Autorização de Pesquisa	Vtech Empreendimentos Mineraiis Ltda	Minério de Ferro
848419/2008	1000	Autorização de Pesquisa	Mineração Limeira Comércio, Exportação e Importação Ltda	Minério de Tântalo
848199/2008	939,98	Autorização de Pesquisa	Roberto Gonçalves Millah	Minério de Tântalo
848420/2008	1000	Autorização de Pesquisa	Mineração Limeira Comércio, Exportação e Importação Ltda	Minério de Tântalo
848537/2008	1995,49	Autorização de Pesquisa	Vtech Empreendimentos Mineraiis Ltda	Minério de Ferro
848541/2008	1649,63	Autorização de Pesquisa	Vtech Empreendimentos Mineraiis Ltda	Minério de Ferro
848543/2008	1646,54	Autorização de Pesquisa	Vtech Empreendimentos Mineraiis Ltda	Minério de Ferro
848532/2008	1800,01	Autorização de Pesquisa	Cerro América Pesquisa e Mineração Ltda	Minério de Ouro
848542/2008	1995,43	Autorização de Pesquisa	Vtech Empreendimentos Mineraiis Ltda	Minério de Ferro
848077/2010	1943,85	Autorização de Pesquisa	Arão Silva de Paiva	Minério de Berílio
848535/2008	1997,97	Autorização de Pesquisa	Vtech Empreendimentos Mineraiis Ltda	Minério de Ferro
848106/2010	143,8	Autorização de Pesquisa	Arão Silva de Paiva	Minério de Berílio
848470/2010	933,58	Autorização de Pesquisa	Arão Silva de Paiva	Minério de Berílio
848588/2007	322,19	Autorização de Pesquisa	Roberto Gonçalves Millah	Minério de Tântalo
848240/2004	380,37	Autorização de Pesquisa	Maria Auxiliadora Pinto Lopes	Berilo
848567/2010	1999,83	Autorização de Pesquisa	Mineradora Minerva Ltda.	Minério de Ouro
848765/2010	322,18	Autorização de Pesquisa	Vilenice Oliveira Campos da Silva	Minério de Manganês
848564/2010	1997,54	Autorização de Pesquisa	Mineradora Minerva Ltda.	Minério de Ouro
848569/2010	1997,53	Autorização de Pesquisa	Mineradora Minerva Ltda.	Minério de Ouro
848565/2010	1957,46	Autorização de Pesquisa	Mineradora Minerva Ltda.	Minério de Ouro
848568/2010	1998,57	Autorização de Pesquisa	Mineradora Minerva Ltda.	Minério de Ouro
848563/2010	1748,95	Autorização de Pesquisa	Mineradora Minerva Ltda.	Minério de Ouro
848566/2010	1994,79	Autorização de Pesquisa	Mineradora Minerva Ltda.	Minério de Ouro
848562/2010	1322,07	Autorização de Pesquisa	Mineradora Minerva Ltda.	Minério de Ouro
848476/2010	1973,13	Autorização de Pesquisa	Blue Hill Empreendimentos Mineraiis Ltda	Minério de Ferro
800144/2011	875,52	Autorização de Pesquisa	Cerro América Pesquisa e Mineração Ltda	Minério de Ouro
848180/2012	39,68	Autorização de Pesquisa	Freitas e Chaves Ltda	Cascalho
848040/2009	24,98	Licenciamento	M. M. dos Santos Cerâmica Vierense	Argila
848106/2009	48,49	Licenciamento	EIT - Empresa Industrial Técnica S.A.	Granito
848449/2010	35,02	Licenciamento	Freitas e Chaves Ltda	Granito
848082/1998	963,84	Requerimento de Lavra	MPV-Mineração Pedra Viva Ltda	Cassiterita
846306/2005	799,99	Requerimento de Lavra	Granistone S A	Granito
848398/2012	48,65	Requerimento de Licenciamento	Raimundo Filho Conrado Fontes	Areia
848271/2010	1935,9	Requerimento de Pesquisa	Mineradora Minerva Ltda.	Minério de Ouro
848587/2011	1657,96	Requerimento de Pesquisa	Mineração Limeira Comércio, Exportação e Importação Ltda	Minério de Ouro
848110/2013	1974,28	Requerimento de Pesquisa	Mineração Limeira Comércio, Exportação e Importação Ltda	Scheelita
848008/2013	227	Requerimento de Pesquisa	Mineração Limeira Comércio, Exportação e Importação Ltda	Berílio
848058/2013	1846,54	Requerimento de Pesquisa	Mineração Limeira Comércio, Exportação e Importação Ltda	Scheelita
846457/2012	994,03	Requerimento de Pesquisa	Vulcano Export Calcários Ltda. Me	Granito
848168/2012	1990,9	Requerimento de Pesquisa	Xisto Andrade de Oliveira Júnior	Minério de Ferro
Área total	54 279,51ha			

6.3.3 - Ametista

Foi visitada uma pequena ocorrência de ametista a N da sede municipal de Luís Gomes/RN. Esta ocorrência localiza-se no sítio Catingueira (Figura 6.5), município de Luís Gomes/RN. A mineralização de ametista ocorre em pegmatitos cataclasados com direção 10º Az, associada a veios de quartzo.

6.3.4 - Ouro

Foi visitada uma ocorrência de ouro a NE da sede municipal de Encanto/RN, a mina do Cabelo. Esta ocorrência foi o principal objetivo de estudo do Projeto Encanto (Paiva *et al*, 1988). Pesquisou-se ainda, neste projeto, prováveis mineralizações auríferas associadas as rochas miloníticas, onde esse estudo identificou a presença de ouro nas rochas miloníticas da região, mais especificamente nos quartzitos miloníticos na

localidade Serra das Almas. Este projeto indica que essa associação de rochas miloníticas encontradas a W da Folha Pau dos Ferros mostra um bom potencial aurífero. A mina do Cabelo está localizada na serra do Cantinho, a NNW da sede municipal de Encanto/RN. Esta mina abandonada consiste em cavas de ca. 3 x 3 m (Figura 6.6a), onde a mineralização de ouro é secundária, ocorrendo na encosta da serra em depósitos coluviais em blocos e matacões de muscovita quartzitos miloníticos, muscovita ortognaisses miloníticos Serra do Deserto, além de pequenos fragmentos de anfibolito encontrados por garimpeiros (Angelim, 1983). O Projeto Encanto, segundo este autor, analisou estas rochas e sugeriu que este depósito de ouro é provavelmente uma alteração supergênica de corpos anfibolíticos, devido a anomalias de Au e As encontradas neste tipo de rocha. O ouro ocorre em forma de minúsculos grãos dispersos no solo coluvial de coloração avermelhada com matriz areno-siltosa (Figura 6.6b).

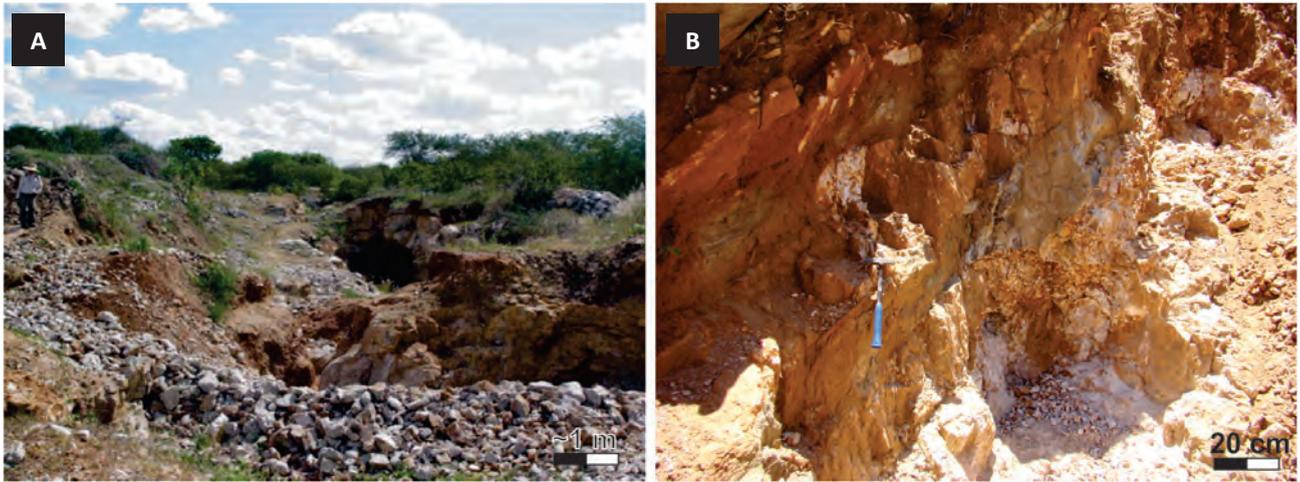


Figura 6.3 – Garimpos de água marinha em pegmatitos de (a) Mangabeira II (GEOBANK - 49222, Tabela 6.2) e (b) do Imbé (afloramento LU-0606).



Figura 6.4 – Garimpos de esmeralda associados a (a) biotita ortognaisse milonítico do garimpo Pitombeira II (GEOBANK - 49300, Tabela 6.2) e a (b) biotititos com injeções de pegmatitos no garimpo Panati (afloramento LU-205).

6.3.5 - Rocha ornamental

As duas possíveis ocorrências foram selecionadas tanto pela sua beleza estética, como pelo seu caráter exótico. Destacamos também a intensa ocorrência de pegmatitos mineralizados e não mineralizados na área estudada que, dependendo das estruturas e homogeneidade da rocha, possam se destacar como um bom produto ornamental. A primeira ocorrência localiza-se a N da sede municipal de Luís Gomes (RN), sendo representada por um lajedo de ortognaisse do Complexo Caicó encaixado como um megaxenólito no batólito de Luís Gomes (Figura 6.7a). Este ortognaisse ocorre numa área de 200 x 30 m, de forma homogênea. A segunda ocorrência localiza-se a S da sede municipal de Alexandria (RN), sendo representado por um corpo granítico porfírico da suíte intrusiva Itaporanga (Figura 6.7b). Este corpo em destaque pode ser interessante para o setor de rocha ornamental, devido à estrutura de fluxo formada tanto pelos fenocristais de microclina como pela matriz máfica



Figura 6.5 – Drusa de ametista em pegmatito do garimpo no sítio Catingueira, município de Luiz Gomes (RN), afloramento no. 61, Nova (Tabela 6.2).

negro-esverdeada composta por anfibólio e biotita. Ocorrem em lajedos com 50 X 20 m de extensão. Neste contexto, certamente o conjunto dos corpos graníticos brasileiros, além dos ortognaisses *augen* da suíte Poço da Cruz constitui excelente alvo no domínio das rochas ornamentais.

6.3.6 - Feldspato e caulim

Nas ocorrências de água marinha, o feldspato pode ser utilizado como subproduto. A exploração deste subproduto é importante para sustentar as mineralizações de gemas, pois estas costumam intercalar períodos de boa e má produção. A exploração de feldspatos associado a outros subprodutos como berilo e mica (muscovita e/ou biotita) destes corpos teriam o objetivo de manter a exploração destes corpos, principalmente durante os períodos de baixa produção de gemas.

Alguns pegmatitos apresentam alteração hidrotermal dos feldspatos produzindo caulinita, comercialmente denominado de caulim.

No Sítio Pau, localizado a SW da sede municipal de Riacho de Santana (RN), aflora um corpo de pegmatito com 5 m de espessura e 30 m de comprimento, intemperizado, fortemente fraturado e com direção 25º Az. Este pegmatito está encaixado nos ortognaisses graníticos da suíte Serra do Deserto, intensamente milonitizados, associado a milonitos e ultramilonitos quartzíticos, por vezes com feição bandada. Este pegmatito instalou-se numa zona de fraqueza, o qual foi submetido à cataclase. Esses eventos favoreceram a percolação de água contribuindo para a alteração dos feldspatos, produzindo caulim.

6.3.7 - Agregados para construção civil

As rochas metaígneas dos complexos Jaguaretama e Caicó e os corpos graníticos das suítes brasileiras são alvos propícios para exploração de agregados destinados a construção civil da região, tais

como paralelepípedos e brita. A areia é outro agregado para construção civil explorado e utilizado na própria região. Esta substância é facilmente encontrada em depósitos aluviais antigos e recentes. Foram visitadas algumas ocorrências destes agregados. Uma pequena ocorrência de exploração de paralelepípedos foi visitada a E da sede municipal de Poço Dantas/PB, em ortognaisses granítico cinza do Complexo Jaguaretama (LU-0057), numa cava simples da ordem de 3 x 5 m (Figura 6.8a). A exploração é realizada de forma simples, manual e esporádica, dependendo da necessidade local em obter aquele agregado.

No sítio São José, a NE de Marcelino Vieira/RN, foi visitado uma frente de lavra, onde se explora brita de um ortognaisse porfiroblástico *augen* do Complexo Jaguaretama. Esta frente de lavra apresenta 40 m de largura por 20 m de altura (Figura 6.8b).

A NE da sede municipal de Rafael Fernandes ocorre uma exploração de areia para construção civil. Esta exploração ocupa uma área de 300 x 200 m, com cerca de 3 m de espessura. A areia é mal selecionada, com granulometria variando de fina a grossa, coloração cinza clara, composta basicamente por quartzo e feldspatos angulosos.

6.3.8 - Argila para cerâmica vermelha

Na Folha Pau dos Ferros ocorrem algumas cerâmicas que produzem tijolos vermelhos. Estas cerâmicas exploram argila de lagoas nos períodos de estiagem e em depósitos aluviais antigos, quando argilosos. Foram visitadas apenas duas cerâmicas, sendo a cerâmica Vieirense a primeira visitada, localizando-se em Marcelino Vieira/RN. O local de exploração ocorre a NE de Marcelino Vieira (RN) numa área de 100 x 100 m, com entorno de 2,0m de espessura (Figura 6.9). A segunda cerâmica visitada é a cerâmica Picos, situando-se na Vila Mata, município de Tenente Ananias (RN). O local de exploração se encontra na Fazenda João Batista Vieira, em um açude a 9 km de Tenente Ananias.

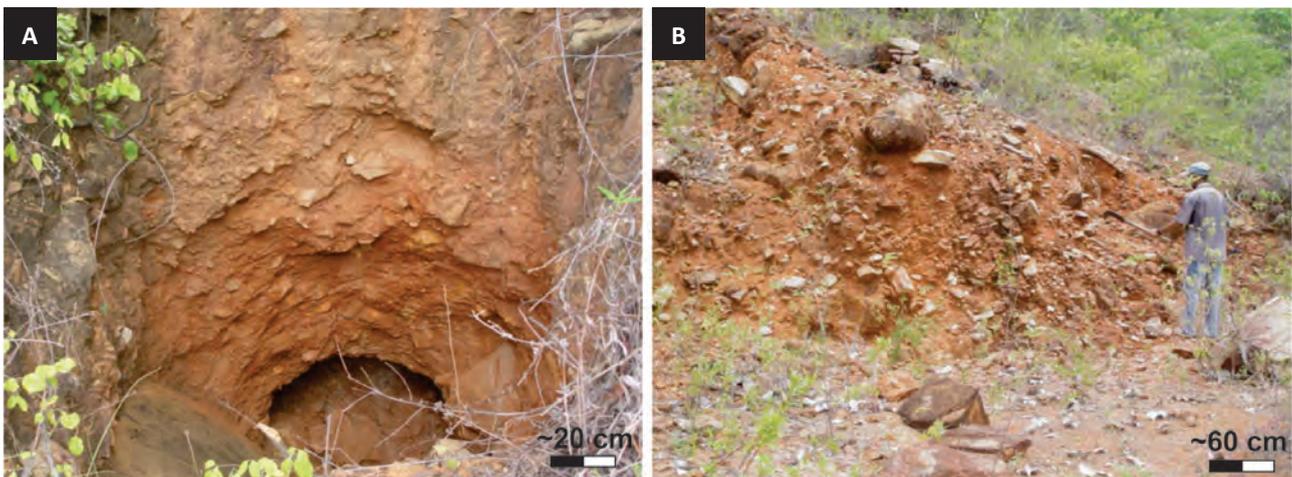


Figura 6.6 – Mina do Cabelo caracterizando (a) cava em colúvio avermelhado e (b) material coluvial retirado e explorado pelo garimpo na encosta da serra do Cantinho, NNW de Encanto, Afloramento GEOBANK no. 51020 (Tabela 6.2).

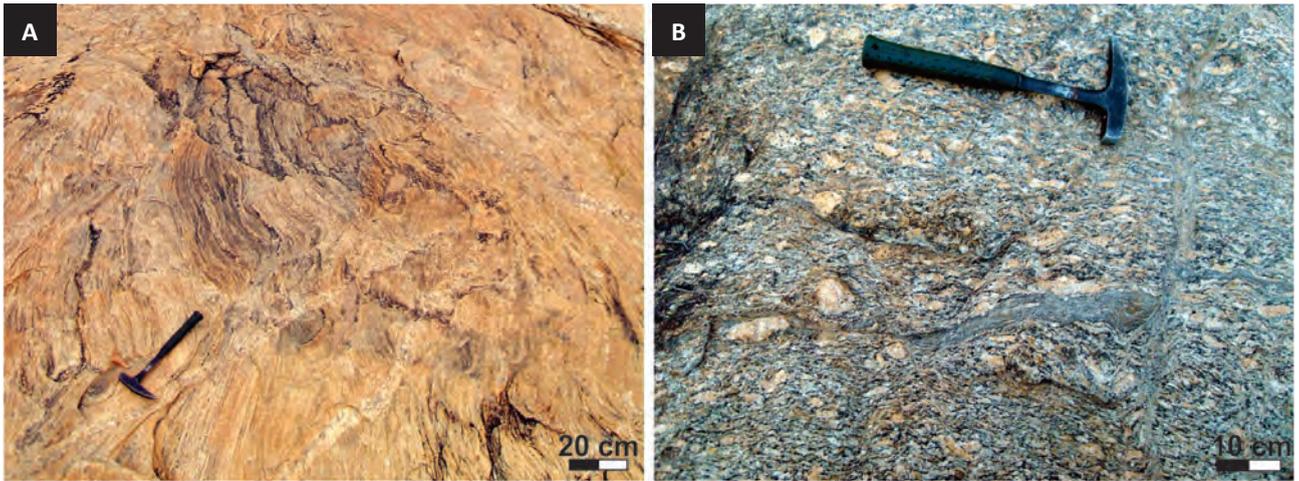


Figura 6.7 – Mostra rochas propícias para exploração de rocha ornamental representada por (a) leucognaisse do Complexo Jaguaretama, a norte de Luiz Gomes (RN), e por (b) metagranito porfírico da suíte Itaporanga com forte estrutura de fluxo, a sul de Alexandria (RN).



Figura 6.8 – Exploração de agregados para construção civil. (a) Pequena cava onde se explora pedras de calçamento no afloramento LU-0057, comunidade Assentamento, município de Poço Dantas (PB). (b) Frente de lavra em ortognaisse de exploração brita no sítio São José, próximo a Marcelino Vieira (RN), Afloramento no. 55, Nova (Tabela 6.2).



Figura 6.9 – Área de exploração de argila para a cerâmica Vieirense, localizada na Fazenda João Batista Vieira, próximo a Marcelino Vieira (RN). Afloramento no. 56, Nova (Tabela 6.2).

Tabela 6.2 – Recursos minerais da Folha Pau dos Ferros.

NÚM.	GEOBANK	TOPONIMIA	MUNICÍPIO	UF	LATITUDE	LONGITUDE	SUBSTÂNCIA	SIGLA	STATUS ECON.	SITUAÇÃO	CLASSE de UTILID.
1	49200	Sítio Baixo	Luiz Gomes	RN	-6,43833333	-38,36138889	Água-marinha	ama	Garimpo	Inativo	Gemas
2	49182	Garimpo do Doutor	Major Sales	RN	-6,41277778	-38,33944444	Água-marinha	ama	Garimpo	Inativo	Gemas
3	21095	Sítio Pau	Riacho de Santana	RN	-6,26666667	-38,36666667	Água-marinha	ama	Garimpo	Inativo	Gemas
4	49181	Sítio Mata da Onã	Riacho de Santana	RN	-6,28250000	-38,36583333	Água-marinha	ama	Garimpo	Inativo	Gemas
5	21094	Garimpo Talhado	Tenente Ananias	RN	-6,42861111	-38,17250000	Água-marinha	ama	Garimpo	Inativo	Gemas
6	49201	Garimpo Lagoa	Tenente Ananias	RN	-6,35972222	-38,11277778	Água-marinha	ama	Garimpo	Inativo	Gemas
7	49202	Garimpo do Jorge	Tenente Ananias	RN	-6,38638889	-38,12750000	Água-marinha	ama	Garimpo	Inativo	Gemas
8	49203	Garimpo Zezinho	Tenente Ananias	RN	-6,38638889	-38,12777778	Água-marinha	ama	Garimpo	Inativo	Gemas
9	49204	Garimpo dos Sete Herdeiros	Tenente Ananias	RN	-6,39166667	-38,13833333	Água-marinha	ama	Garimpo	Inativo	Gemas
10	49205	Garimpo Ananias	Tenente Ananias	RN	-6,39666667	-38,13194444	Água-marinha	ama	Garimpo	Inativo	Gemas
11	49220	Garimpo Antônio Joaquim	Tenente Ananias	RN	-6,39916667	-38,13611110	Água-marinha	ama	Garimpo	Inativo	Gemas
12	49221	garimpo Jerimum	Tenente Ananias	RN	-6,41833333	-38,13555556	Água-marinha	ama	Garimpo	Inativo	Gemas
13	49222	Garimpo Mangabeira II	Tenente Ananias	RN	-6,41805556	-38,15638889	Água-marinha	ama	Garimpo	Inativo	Gemas
14	49240	Mangabeira I	Tenente Ananias	RN	-6,42222222	-38,15888889	Água-marinha	ama	Garimpo	Inativo	Gemas
15	49241	Garimpo dos Galdinos	Tenente Ananias	RN	-6,40972222	-38,15277778	Água-marinha	ama	Garimpo	Inativo	Gemas
16	49242	Garimpo da Divisa	Tenente Ananias	RN	-6,42472222	-38,16166667	Água-marinha	ama	Garimpo	Inativo	Gemas
17	49243	Garimpo Mina Velha	Tenente Ananias	RN	-6,42722222	-38,16611111	Água-marinha	ama	Garimpo	Inativo	Gemas
18	49244	Garimpo Cedro Sul	Tenente Ananias	RN	-6,43333333	-38,17722222	Água-marinha	ama	Garimpo	Inativo	Gemas
19	49245	Garimpo Nova Descoberta	Tenente Ananias	RN	-6,42972222	-38,16722222	Água-marinha	ama	Garimpo	Inativo	Gemas
20	49260	Garimpo do Talhado	Tenente Ananias	RN	-6,42972222	-38,17277778	Água-marinha	ama	Garimpo	Inativo	Gemas
21	49261	Garimpo Rabo Gordo	Tenente Ananias	RN	-6,43305556	-38,16611111	Água-marinha	ama	Garimpo	Inativo	Gemas
22	49262	Garimpo Mina do Meio	Tenente Ananias	RN	-6,42888889	-38,16611111	Água-marinha	ama	Garimpo	Inativo	Gemas
23	49263	Cedro do Norte	Tenente Ananias	RN	-6,42861111	-38,17722222	Água-marinha	ama	Garimpo	Inativo	Gemas

Tabela 6.2 – Recursos minerais da Folha Pau dos Ferros. (continuação)

NÚM.	GEOBANK	TOPONIMIA	MUNICÍPIO	UF	LATITUDE	LONGITUDE	SUBSTÂNCIA	SIGLA	STATUS ECON.	SITUAÇÃO	CLASSE de UTILID.
24	49264	Garimpo Farias	Tenente Ananias	RN	-6,45166667	-38,16166667	Água-marinha	ama	Garimpo	Inativo	Gemas
25	49403	Sítio Baliza	PILÕES	RN	-6,29250000	-38,02138889	Ametista	amt	Garimpo	Inativo	Gemas
26	49405	Sítio Carnaubinha	Tenente Ananias	RN	-6,45472222	-38,11972222	Ametista	amt	Garimpo	Inativo	Gemas
27	49406	Sítio Bezerras	Tenente Ananias	RN	-6,46861111	-38,11277778	Ametista	amt	Garimpo	Inativo	Gemas
28	51020	Mina do Cabelo	ENCANTO	RN	-6,08140000	-38,32580000	Au	Au	Garimpo	Inativo	Metais nobres
29	50379	Catozeiro	AGUA NOVA	RN	-6,20388889	-38,33888889	Ba	Ba	Não explorado		
30	50674	Sítio São José	Marcelino Vieira	RN	-6,26722222	-38,18055556	Brita	bt	Mina	Inativo	Const. civil
31	21628	Sítio Pau	Riacho de Santana	RN	-6,26666667	-38,33333333	Calcário	cc	Não explorado		
32	49303	Cidade Marcelino Vieira	Marcelino Vieira	RN	-6,29694444	-38,16694444	Esmeralda	esm	Não explorado		Gemas
NÚM.	GEOBANK	TOPONIMIA	MUNICÍPIO	UF	LATITUDE	LONGITUDE	SUBSTÂNCIA	SIGLA	STATUS ECON.	SITUAÇÃO	CLASSE de UTILID.
34	21226	Sítio Pitombeira IV	Paraná	RN	-6,41666667	-38,26666667	Esmeralda	esm	Garimpo	Inativo	Gemas
35	49280	Sítio Pitombeira I	Paraná	RN	-6,42555556	-38,26194444	Esmeralda	esm	Não explorado		Gemas
36	49281	Garimpo Pitombeira III	Paraná	RN	-6,42805556	-38,26611111	Esmeralda	esm	Garimpo	Inativo	Gemas
37	49300	Sítio Pitombeira II	Paraná	RN	-6,43194444	-38,26888889	Esmeralda	esm	Garimpo	Inativo	Gemas
38	49307	Garimpo Sítio Aroeira	Paraná	RN	-6,41583333	-38,25888889	Esmeralda	esm	Garimpo	Inativo	Gemas
39	51188	Carnaubinha	Paraná	RN	-6,44386944	-38,26645000	Esmeralda	esm	Garimpo	Inativo	Gemas
40	49302	Sítio Cacimbas	Rafael Fernandes	RN	-6,18000000	-38,17166667	Esmeralda	esm	Garimpo	Inativo	Gemas
41	49305	Fazenda Albuquerque de Fora	Tenente Ananias	RN	-6,38916667	-38,21861111	Esmeralda	esm	Não explorado		Gemas
41	49306	Sítio Barro Seco	Tenente Ananias	RN	-6,40111111	-38,23583333	Esmeralda	esm	Não explorado		Gemas
43	50984	Aroeira	Paraná	RN	-6,40694444	-38,27194444	Feldspato	fd	Garimpo	Inativo	Rochas min. Indust.
44	50981	Lagoa I e II	Tenente Ananias	RN	-6,35694444	-38,10888888	Feldspato	fd	Garimpo	Inativo	Rochas min. Indust.
45	50982	Alto dos Galdinos	Tenente Ananias	RN	-6,40916667	-38,15194444	Feldspato	fd	Garimpo	Inativo	Rochas min. Indust.
46	50983	Alto do Ananias	Tenente Ananias	RN	-6,39083333	-38,13194444	Feldspato	fd	Garimpo	Inativo	Rochas min. Indust.

Tabela 6.2 – Recursos minerais da Folha Pau dos Ferros. (continuação)

NÚM.	GEOBANK	TOPONIMIA	MUNICÍPIO	UF	LATITUDE	LONGITUDE	SUBSTÂNCIA	SIGLA	STATUS ECON.	SITUAÇÃO	CLASSE de UTILID.
47	Nova	Comunid. Assentamento Sítio Cacimba de Cima	Poço Dantas	PB	-6,43595216	-38,49176051	Paralelepípedo		Garimpo	Ativo	Rochas min. Indust.
48	Nova		Alexandria	RN	-6,45110054	-38,03306383	Gnaisse	gn	Garimpo	Inativo	Rochas min. Indust.
49	Nova	Sítio Barros	Luiz Gomes	RN	-6,34036198	-38,35866835	Gnaisse	gn	Garimpo	Inativo	Rochas min. Indust.
50	Nova	Comunidade Panati	Tenente Ananias	RN	-6,38853444	-38,21795374	Esmeralda	esm	Garimpo	Inativo	Gemas
51	Nova	Recanto da Ema	Jose da Penha	RN	-6,37882095	-38,26806788	Água-marinha	ama	Garimpo	Inativo	Gemas
52	Nova	Garimpo Imbé	Luiz Gomes	RN	-6,36349052	-38,45195817	Água-marinha	ama	Garimpo	Inativo	Gemas
53	Nova	Sítio Pau	Riacho de Santana		-6,27909987	-38,34738032	Caulim	cau	ocorrência	Inativo	Rochas min. Indust.
54	Nova	Sítio Jerimum	Marcelino Vieira		-6,38332839	-38,24493284	Água-marinha	ama	Garimpo	Inativo	Gemas
55	Nova	São José	Marcelino Vieira		-6,28061734	-38,16733980	Argila	Arg	Mina	Ativo	Rochas min. Indust.
56	Nova	Fazenda João Batista Vieira	Marcelino Vieira		-6,29871941	-38,10858743	Argila	Arg	Mina	Ativo	Rochas min. Indust.
57	Nova	Pau Juca	Tenente Ananias	RN	-6,38765	-38,13000088	Água Marinha	ama	Garimpo	Inativo	Gemas
58	Nova	Boa Vista	Paraná	RN	-6,432514	-38,2688986	Esmeralda	esm	Garimpo	Inativo	Gemas
59	Nova	Barro Preto	Marcelino Vieira	RN	-6,383707	-38,24527873	Água Marinha	ama	Garimpo	Inativo	Gemas
60	Nova	Monte Alegre	Luís Gomes	RN	-6,363869	-38,4523051	Água Marinha	ama	Garimpo	Inativo	Gemas
61	Nova	Catingueira	Luís Gomes	RN	-6,322484	-38,39385026	Ametista	amt	Garimpo	Inativo	Gemas
NÚM.	GEOBANK	TOPONIMIA	MUNICÍPIO	UF	LATITUDE	LONGITUDE	SUBSTÂNCIA	SIGLA	STATUS ECONOM.	SITUAÇÃO	CLASSE de UTILID.
62	Nova	Boa Vista	Paraná	RN	-6,432144	-38,25673683	Esmeralda	esm	Garimpo	Inativo	Gemas
63	Nova	Boa Vista	Paraná	RN	-6,433537	-38,26941257	Esmeralda	esm	Garimpo	Inativo	Gemas
64	Nova	Caçara	Paraná	RN	-6,459914	-38,26360531	Esmeralda	esm	Garimpo	Inativo	Gemas
65	Nova	Caçara	Paraná	RN	-6,453354	-38,26804585	Esmeralda	esm	Garimpo	Inativo	Gemas
66	Nova	Caçara	Paraná	RN	-6,454926	-38,26671427	Esmeralda	esm	Garimpo	Inativo	Gemas

7 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

7.1 - CONCLUSÕES

O estudo realizado na Folha permitiu concluir que as rochas podem ser agrupadas em 7 (sete) grandes grupos litológicos representados pelo (1) embasamento riaciano gnáissico-migmatítico constituindo os complexos Caicó e Jaguaretama, este último com raras lentes de mármore; pelas (2) suítes paleoproterozoicas - graníticas/ortognaisses Poço da Cruz (orosiriana a riaciana superior) e Serra do Deserto (estateriana), além de estreita faixa metassedimentar do Grupo São José (estateriano); pelas (3) suítes neoproterozoicas: diorítica São João do Sabugi, granítica porfírica Itaporanga, granítica equigranular Dona Inês e granítica Catingueira, além das rochas de falha representada por milonitos a ultramilonitos, quartzitos, metaconglomerados e xistos tectônicos expostos principalmente em zonas de cisalhamento entre Poço Dantas (PB) e Encanto (RN); pelas (4) sequências de diques de pegmatitos mineralizados ou não, cambrianos; pelos (5) sedimentos predominantemente siliciclásticos mesozoicos das bacias de Rafael Fernandes, Coronel João Pessoa (Formação Pendências) e Rio do Peixe (Formação Antenor Navarro); e finalmente pelos (6) arenitos cenozoicos da Formação Serra do Martins e os sedimentos de cobertura, inconsolidados, aluvionares e coluvionares.

Cinco episódios de deformação (D) puderam ser constatados, dentre os quais três dúcteis e dois rúpteis. Aqueles dúcteis foram acompanhados de seus respectivos episódios metamórficos (M). Os dois primeiros D_1/M_1 e D_2/M_2 afetaram apenas os complexos Caicó e Jaguaretama, em alto grau metamórfico atingindo a anatexia, sendo assim episódios riacianos. O episódio D_3/M_3 é fortemente expressivo sendo responsável pela instalação da ZCPA e suas cronocorrelatas, sob regime transpressivo e encurtamento crustal, as quais promoveram intensas transformações petroquímicas, produzindo proto- a ultramilonitos, sendo representados, por exemplo, pelos quartzitos tectônicos gerados principalmente a partir dos ortognaisses Serra do Deserto, sob condições de fácies xisto verde a anfibolito durante o Neoproterozoico (orogênese brasileira). Associado a este episódio é registrado o volumoso magmatismo diorito-granítico representado pelas suítes São João do Sabugi, Itaporanga, Dona Inês e Catingueira. Entre os episódios D_2/M_2 e D_3/M_3 houve a restrita sedimentação dos biotita gnaisses e provável vulcanismo máfico – anfibolitos do Grupo Serra do Deserto e o expressivo magmatismo anorogênico representado pelas intrusões dos ortognaisses das suítes Poço da Cruz e Serra do Deserto com idades respectiva de ≈ 2.1 Ga e ≈ 1.7 Ga.

O episódio D_4 restringe-se a deformação rúptil, sendo representada pelas frequentes fraturas e fendas, por vezes preenchidas por pegmatitos e aplitos, as quais juntamente com a ZCPA e suas cronocorrelatas, foram reativadas no Mesozoico (Cretáceo Inferior) gerando *rifteamento* e formação das Bacias de Rafael Fernandes, Coronel João Pessoa e Rio do Peixe (Nóbrega *et al.* 2005). O episódio D_5 é marcado excepcionalmente nos sedimentos destas bacias, durante o Cenozoico, sendo caracterizado por fraturamento geralmente subverticais.

Particularmente a ZCPA assume, no contexto geodinâmico, como um importante marcador na divisão de Terrenos Geológicos, delimitando os terrenos Rio Piranhas-Seridó a leste, e Jaguaribeano a oeste. Este marcador é registrado tanto nas idades de alguns terrenos que a circundam bem como por anomalias geofísicas, justapondo Terrenos Geológicos com diferentes assinaturas geofísicas (Cavalcante *et al.* 1998, Cavalcante 1999, Campelo 1999). Os dados e estudos aqui apresentados referem-se exatamente às regiões a leste e oeste desta zona de cisalhamento. Os Complexos Jaguaretama e Caicó são gnáissicos e petrograficamente semelhantes, porém no primeiro se destacam algumas lentes de mármore nas regiões de Riacho de Santana (RN) e Poço Dantas (PB), enquanto no segundo há frequentes lentes de anfibolitos, com ausência daqueles mármore. Isto é mais um argumento para considerar os terrenos Jaguaribeano e Rio Piranhas-Seridó geologicamente diferentes. Adicionalmente, em um afloramento de ortognaisse sienogranítico com ferrohastingsita e biotita do Complexo Jaguaretama situado entre Poço Dantas e Luis Gomes-RN foi obtido uma idade riaciana de U-Pb em zircão de 2193 ± 16 Ma, corroborando a não diferença expressiva de idades entre as duas unidades. Análises Sm-Nd forneceram idades modelos T^{DM} de 2,53 a 2,98 Ga e $\epsilon^{Nd(2,19)}$ de -1,6 a -7,39, para o Complexo Jaguaretama. Por outro lado, as análises Sm-Nd realizadas neste trabalho em ortognaisses do Complexo Caicó exibem idades modelo T^{DM} sempre inferiores a 2,5 Ga e $\epsilon^{Nd(2,19)}$ sempre muito pequeno e negativos, próximos ao CHUR. Estes dados acima são sugestivos de que os complexos Jaguaretama e Caicó, embora de idades similares, sejam terrenos geológicos distintos.

No que concerne a geocronologia há um conjunto de dados prévios que caracteriza os complexos Jaguaretama e Caicó como paleoproterozoicos, onde muitas datações U-Pb marcam o Riaciano (2,05-2,25 Ga) como o mais importante período na formação destas unidades (Hackspacher *et al.*, 1990; Fetter *et al.*, 2000; Legrand *et al.*, 1991; Van Schmus *et al.* 1995; Medeiros *et al.*, 2012), além de Hollanda *et al.*

(2011) que obtiveram uma idade U-Pb sideriana de 2,4 Ga em ortognaisses bandados do Complexo Caicó na região de Santa Luzia/PB, a SE da Folha. Macedo *et al.* (1984) foram os primeiros a efetuarem datações isotópicas Rb-Sr em rocha total nestas rochas no Domínio Rio Piranhas-Seridó e obtiveram idades ca. 2,0 Ga, interpretando-as como intrusões sintectônicas. Hollanda *et al.* (2011) dataram *augen* gnaisses G_2 obtendo idades U-Pb em zircões em torno de 2,2 Ga em várias localidades, com um único corpo fornecendo a idade de 1,74 Ga na região de Serra Negra/RN. Baseados nestes resultados estes autores interpretam que estes *augen* gnaisses devem pertencer ao magmatismo inerente ao Complexo Caicó, magmatismo este que se estendeu desde o período Riáciano (2,24 Ga) até o período Estateriano (1,75 Ga), estendendo estas conclusões ao Terreno Jaguaribeano, mesmo que todas estas análises tenham sido realizadas exclusivamente no Terreno Rio Piranhas-Seridó. Neste trabalho os ortognaisses *augen*, riácianos intrusivos no Complexo Caicó pertencem à suíte Poço da Cruz.

Um ortognaisse *augen* próximo e a oeste da zona de cisalhamento Portalegre a nordeste e fora do domínio desta Folha, na região de Itaú/RN e no domínio do Terreno Jaguaribeano (Folha Apodi), foram realizadas novas datações U-Pb com idade de 1,77 Ga. Na porção W da Folha há uma extensa faixa de ortognaisses *augen*, intrusivos no Complexo Jaguaretama, texturalmente similar àquele da região de Itaú, porém mais novos que os supracitados (Poço da Cruz) e foram denominados de ortognaisses *augen* Serra do Deserto (Cavalcante 1999). Estes dados corroboram as idades já obtidas por Sá (1991), Sá *et al.* (1995) e Cavalcante (1999), ressaltando um expressivo magmatismo durante o Estateriano no Domínio Jaguaribeano, sendo ainda pontualmente evidenciado no Domínio Rio Piranhas-Seridó. Isto mostra que há indicações de evolução geológica diferenciada temporalmente nestes dois terrenos, ora justapostos pela importante ZCPA, sendo por isto considerada como um importante divisor de terrenos geológicos em períodos pré-brasileiros. A leste e oeste da zona de cisalhamento Portalegre, importante plutonismo neoproterozoico está bem evidenciado. Os batólitos, predominantemente graníticos (p. exs: Pereiro, Luiz Gomes, Marcelino Vieira) apresentam em geral uma tênue foliação, porém sendo penetrativa nas proximidades dos cisalhamentos brasileiros representados pela zona de cisalhamento Portalegre e suas cronocorrelatas. Todavia, texturas e estruturas primárias tais como zoneamento magmático de feldspatos, estrutura de fluxo e textura de entelamento de cristais podem ser preservadas. Merece especial atenção a distribuição no diagrama concórdia dos zircões dos 29 zircões analisados no Granito Pereiro, os quais mesmo representando uma população homogênea, com formas prismáticas alongadas e texturalmente similares, estão distribuídos em duas concentrações de pontos com idades bem distintas.

Ambas encontram-se sobre ou muito próximas da curva concórdia, sendo uma concentração com idade ca. 1770 Ma, coincidindo com a idade dos ortognaisses *augen* Serra do Deserto da região e outra, de 570 Ma, compatível com as idades do magmatismo Ediacarano da região. Esta mesma distribuição já foi apresentada por Magini (2001) em zircões de outra localidade situada a quilômetros de distância, porém deste mesmo batólito (granito de Pereiro), o qual considerou os pontos a 1,77 Ga como idades artefato. Outras datações realizadas a leste zona de cisalhamento Portalegre, como no granito ediacarano Quixaba, também mostraram concentrações de zircões a 1,77 Ga, evidenciando forte contribuição do magmatismo estateriano (núcleos herdados) nestas rochas. Não se questiona aqui a idade ediacarana destes granitos, atestada inclusive por outras datações realizadas próximas a Folha, tais como os granitos de Umarizal e Tourão, caracterizando este intenso magmatismo de 620 a 570 Ma, sendo o granito Pereiro um dos mais jovens da região, seja a leste ou oeste da zona de cisalhamento Portalegre. Os resultados Sm-Nd em rocha total desta (granito de Pereiro) mostram sempre idades-modelo T^{DM} paleoproterozoicas, predominantemente do Paleoproterozoico inferior, evidenciando fontes possivelmente dos complexos Jaguaretama e Caicó. Alguns corpos, exatamente os que forneceram zircões herdados estaterianos, exibiram idades-modelo a 1,8 Ga reforçando a indicação deste magmatismo na região, que também serviu como fonte para os granitos ediacaranos. O potencial mineral da Folha Pau dos Ferros mostra-se promissor nos setores de gemas, ouro, rochas ornamentais e agregados para construção civil, onde somente este último encontra-se em plena atividade envolvendo a produção de telhas, tijolos, brita e paralelepípedos. Assim, a região tem pouca dependência externa de materiais para construção civil, pois a maioria dos mesmos podem ser encontradas na folha como paralelepípedos, brita, areia e argila para cerâmica vermelha. Relativamente ao ouro, a sua exploração se deu na “Mina do Cabelo”, ora abandonada, a NW de Encanto (RN), através de colúvios nas encostas. As informações de garimpeiros locais afirmavam que, além do baixo teor, havia a escassez de água envolvida no beneficiamento/concentração desse metal.

A nova interpretação petrogenética para as rochas miloníticas nas zonas de cisalhamentos entre Poço Dantas e Encanto sugere que a fonte primária de ouro pode estar associada aos ortognaisses Serra do Deserto afetados pelo metamorfismo dinâmico e transformados em quartzitos, quartzitos xistosos e raros metaconglomerados tectônicos (milonitos). Subsequentemente o ouro seria remobilizado para os colúvios nas encostas dos cordões montanhosos entre Poço Dantas – Encanto – Ererê. Neste contexto as áreas consideradas como Grupo São José têm sido consideravelmente diminuídas.

7.2 - RECOMENDAÇÕES

Concluído o trabalho reconhece-se que algumas questões devem ser melhor elucidadas sob escala de maior detalhe conforme segue:

O exato limite entre os complexos Caicó e Jaguaretama não é tão evidente ao longo da zona de cisalhamento Portalegre (ZCPA), pois não existem diferenças estruturais e petrográficas entre os complexos e a ZCPA apresenta bifurcações. As análises Sm-Nd têm mostrado idades modelo T^{DM} como ferramenta útil para este fim. Adicionalmente, estudos geofísicos ao longo da ZCPA também favorecem na caracterização mais precisa do limite entre os domínios geotectônicos Jaguaribeano versus Rio Piranhas - Seridó;

Uma interpretação mais apurada das rochas miloníticas nas zonas de cisalhamento entre Poço Dantas e Encanto/Ererê requer uma cartografia geológica em escala de maior detalhe, construindo perfis transversais nesta região, do protólito até a rocha transformada - miloníticas, enfatizando as transformações petroquímicas para avaliação de suas potencialidades na concentração do ouro; Foram identificados vários tipos de rochas básicas (suíte São João do Sabugi) na Folha, particularmente a leste de

Doutor Severiano (RN), algumas com posicionamento estratigráfico não muito claro com relação aos tipos mais evoluídos (granitos tipo Itaporanga), indicando recorrência deste magmatismo básico, ora sugerindo serem mais antigos, ora mais recentes. Neste contexto se faz necessário um estudo geocronológico mais detalhado destes diversos corpos, através dos métodos U-Pb em zircões e/ou Sm-Nd em rocha total, visando estabelecer o posicionamento estratigráfico de cada unidade ou tipo, bem como as suas fontes e/ou afinidades entre si. Os corpos máficos com cristais centimétricos de biotita além de piroxênios, merecem um estudo especial na sua caracterização, seja no seu posicionamento espacial e geotectônico como na sua afinidade geoquímica.

O incentivo e apoio técnico-financeiro ao cooperativismo são indispensáveis para a retomada das atividades garimpeiras principalmente nas mineralizações associadas aos pegmatitos; as faixas metalogenéticas envolvendo as mineralizações de ouro, berilo (água marinha, esmeralda) merecem maior atenção, no que concerne aos processos genéticos relativamente às rochas hospedeiras (pegmatitos e rochas miloníticas), suas encaixantes e fluxo hidrotermais associados com as zonas de cisalhamento.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AITKEN, B.G. 1983. T-XCO² stability relations and phase equilibria of a calcic carbonate scapolite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47:351-362.
- ALMEIDA, F.F.M. de; LEONARDOS Jr., O.H.; VALENÇA, J. 1967. Granitic rocks of North-East South America. In: IUGS/UNESCO SYMPOSIUM, Recife. *Spec. Publ. Recife: IUGS/UNESCO*. 41 p.
- ALMEIDA, F.F.M.; MASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: VIII Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina Grande/PB, Atas, p.363-391.
- ANGELIM, L.A.A. 1983. *Prospecto ouro encanto, seleção de áreas. Relatório Final*. Recife: CPRM. 15p.
- ANGELIM, L.A.A. et al. 2006. *Programa Geologia do Brasil – PGB. Projeto Geologia e Recursos Minerais do Estado do Rio Grande do Norte. Mapa geológico do Estado do Rio Grande do Norte. Escala. 1:500.000*. Recife: CPRM/FAPERN, 1 mapa.
- ARARIPE P.T. & FEIJÓ F.J. 1994. Bacia Potiguar. *Boletim de Geociência da Petrobrás* 8:127-141.
- ARAÚJO, M.G.S.; BRITO NEVES, B.B.; ARCHANJO, C.J. 2001. Idades ⁴⁰Ar/³⁹Ar do magmatismo básico Meso-Cenozóico da Província Borborema oriental, Nordeste do Brasil. In: XIX SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, SBG Núcleo Nordeste, Natal. Atas, p260-261.
- BELTRÃO, B.A.; MASCARENHAS, J.C.; SOUZA JUNIOR, L.C.; PIRES, S.T.M.; ROCHA, D.E.G.A.; CARVALHO, V.G.D. (Organizadores). 2005a. *Projeto cadastro de fontes de abastecimento por água subterrânea. Diagnóstico do município de Luís Gomes, estado do Rio Grande do Norte*. Recife: CPRM/PRODEEM.
- BELTRÃO, B.A.; MASCARENHAS, J.C.; SOUZA JUNIOR, L.C.; MORAIS, F.; MENDES, V.A.; MIRANDA, J.L.F. (Organizadores). 2005b. *Projeto cadastro de fontes de abastecimento por água subterrânea. Diagnóstico do município de Poço Dantas, estado do Rio Grande do Norte*. Recife: CPRM/PRODEEM.
- BELTRÃO, B.A.; MASCARENHAS, J.C.; SOUZA JUNIOR, L.C.; PIRES, S.T.M.; ROCHA, D.E.G.A.; CARVALHO, V.G.D. (Organizadores). 2005c. *Projeto cadastro de fontes de abastecimento por água subterrânea. Diagnóstico do município de Riacho de Santana, estado do Rio Grande do Norte*. Recife: CPRM/PRODEEM.
- BELTRÃO, B.A.; MASCARENHAS, J.C.; SOUZA JUNIOR, L.C.; PIRES, S.T.M.; ROCHA, D.E.G.A.; CARVALHO, V.G.D. (Organizadores). 2005d. *Projeto cadastro de fontes de abastecimento por água subterrânea. Diagnóstico do município de Tenente Ananias, estado do Rio Grande do Norte*. Recife: CPRM/PRODEEM.
- BELTRÃO, B.A.; ROCHA, D.E.G.A.; MASCARENHAS, J.C.; SOUZA JUNIOR, L.C.; PIRES, S.T.M.; CARVALHO, V.G.D. (Organizadores). 2005e. *Projeto cadastro de fontes de abastecimento por água subterrânea. Diagnóstico do município de Pau dos Ferros, estado do Rio Grande do Norte*. Recife: CPRM/PRODEEM. 11p
- BERTRAND, J.M & JARDIM DE SÁ, E.F. 1990. Where are the Eburnian – Transamazonian collisional belts? *Can. J. Earth Sci.*, 27:1382-1393.
- BRAGA, A.P.F. & MENDONÇA, J.C.G.S. 1984. Sequências vulcano-sedimentares de Orós e Jaguaribe - Folha SB.24-Z-A-1 - Região sudeste do estado do Ceará. In: XXXIII Congr. Bras. Geol., Rio de Janeiro, SBG. Anais., 5:2512-2526.
- BRITO NEVES, B.B.; SANTOS, E.J.; VAN SCHMUS, W.R. 2000. The tectonic history of the Borborema Province. In: CORDANI, U.G. (Ed.) et al. *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro: XXXI International Geological Congress, 2000. 856p. il. p.151-182.
- BRITO NEVES, B. B.; PASSARELLI, C. R.; BASEI, M. A. S.; SANTOS, E. J. 2003. Idades U-Pb em zircão de alguns granitos clássicos da Província Borborema. *Geologia USP. Série Científica, São Paulo-SP*, 3: 025-038.
- BUCHER, K. & FREY, M. 1994. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag, Berlin, 6th Ed., 318p.
- BUHN, B.; PIMENTEL, M. M.; MATTEINI, M.; DANTAS, E. 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 81, 99-114.
- COCENTINO, W.M. 2010. Mapeamento geológico na escala 1:50.000 em uma área a oeste de encanto – RN, alto oeste potiguar. *Relatório de Graduação, Curso de Geologia da UFRN*, 79p.
- CARVALHO, O. O. 1982. Geologia do extremo oeste Potiguar: área de Tenete Ananias. relatório de Graduação, UFRN, Departamento de Geologia, 105p.
- CAVALCANTE, J.C. 1999. Limites e evolução geodinâmica do Sistema Jaguaribeano, Província Borborema, Nordeste do Brasil. Dissertação nº 09/PPGG/UFRN. Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, UFRN, Natal. 183 p.
- COSTA J.C. 1964. *Fisiografia e Geologia da Província Macau*. Ed Centro de Informação e turismo Imprensa Nacional.
- CREVOLA, G. 1987. Les orthomicaschistes, produits de la déformation cisailante ductile synmétamorphique

- de granites avec transfert de matière: principaux caracteres et exemples dans la chaîne varisque du Sud de la France. *Geodynamica Acta*, Paris. 1:207-221.
- DANTAS, A.R. 2004. Mapeamento estrutural da porção central e sudeste da Falha de Afonso Bezerra, Bacia Potiguar/RN. Monografia de Graduação, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte. 112p.
- DANTAS, E. L. 1997. Geocronologia U-Pb e Sm-Nd de terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do Maciço Caldas Brandão. Tese de doutorado, UNESP - IGCE, Rio Claro/SP, 208p.
- DANTAS, E. L.; HACKSPACHER, P. C.; MAGINI, C.; LEGRAND, J.M. 2002. Sistema Sm-Nd em rocha-total aberto versus fechado: Comportamento Isotópico em Zonas de Alta Deformação. *Revista do Instituto de Geociências. Geol. USP Sér. Cient., São Paulo*, 2:109-129.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1992. *Minerais Formadores das Rochas – Uma Introdução*. Fundação Calouste Gulbenkan, 2a. edição, Lisboa, 727 p.
- DELGADO; I.M; SOUZA, J.D; SILVA, L.C; SILVEIRA FILHO, N.C; DOS SANTOS, R.A; PEDREIRA, A.J; GUIMARÃES, J.T; ANGELIM, L.A.A; VASCONCELOS, A.M; GOMES, I.P; LACERDA FILHO, J.V; VALENTE, C.R; PEROTTA, M.M; HEINECK, C.A. 2003 Geotectônica do Escudo Atlântico. In: BIZZI, L.A. (ed.) et al. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG. Geology, tectonics and mineral resources of Brazil: text, maps & GIS*. Brasília: CPRM, 2003. Cap.5, p.227 - 334.
- FARIAS, P.R.C. 1997. Geologia de Superfície da Área de Detalhe de Macau-RN. Relatório Final. PETROBRAS/GEXP/GELAB, Relatório Interno, 76p. Anexo: Mapa Geológico da Superfície da Área de Detalhe de Macau-RN.
- FIGUEIREDO FILHO, O.A. 1994. Geoquímica e geocronologia de metavulcânicas e metagranitóides dos Cinturões Orós e Jaguaribe, Sudeste do Ceará. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 157 p.
- FERREIRA, C.A.; SANTOS, E.J. (Orgs.). 1998. Jaguaribe SE, Folha SB.24-Z: Estados do Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco. Rio de Janeiro: CPRM, 1 CD Rom. Escala 1:500.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB.
- FRANÇA, F.A.B. & ROCHA, A.M.R. 2005. Metalogenia Previsional In: CARVALHO et al. Avaliação e diagnóstico do setor mineral do RN. Natal, Cap.5, p.155-219.
- FRANÇOLIN, J.B.L. 1992. Analyse structurale du Bassin du Rio do Peixe (BRÉSIL). Thèse de Doctorale de L'Universitté de Rennes I - France, 240 p.
- GALINDO, A.C.; DAL'AGNOL., R.; MECREATH, I.; LAFON, J.M. 1993. Geocronologia de granitóides brasileiros da região de Caraúbas-Umarizal, oeste do Rio Grande do Norte. In: SBG/Núcleo Nordeste, XV Simpósio de Geologia do NE, Natal, 13: 324 - 327.
- GALINDO, A.C; SOUZA, Z.S; DANTAS, E.L. 2005. Geocronologia U-Pb de granitóides tipo Itaporanga (Monte das Gameleiras e Serrinha), Maciço São José do Campestre, NE do Brasil. In: SBG/Núcleo NE, XXI Simp. Geol. Do NE, 21, Recife, Res. Expand., 150-152.
- GIOIA, S.M.C.L., PIMENTEL, M.M., 2000. The Sm–Nd isotopic method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 72, 219–245.
- GOMES, J. R. C.; VASCONCELOS, A. M. 2000. Levantamentos geológicos básicos do Brasil, Jaguaribe SW. Folha SB.24-Y. Estados do Ceará, Pernambuco e Piauí. Escala 1:500.000, Geologia e Metalogênese. Brasília: CPRM, 1 CD-ROM.
- HACKSPACHER, P.C; SCHUMS, W.R; DANTAS. E.L. 1990. Um embasamento transamazônico na Província Borborema. In: SBG/Núcleo NE XXXVI Congresso Brasileira de Geologia, SBG. 6:2683-2696.
- HOLDAWAY, M. J. 1971. Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagrams. *American journal of Science*, 271: 97-131.
- HOLLANDA, M. H. B. M. Mecanismos de alojamentos de magmas granitóides exemplo do Plúton de Japi (RN). 1998. 126 f. Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Grad. em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte , Natal, 1998.
- HOLLANDA, M. H. B. M; ARCHANJO, C. J.; SOUZA, L.C.; ARMSTRONG, R.; VASCONSELOS, P.M. 2010. Cambrian mafic felsic magmatism and its connections with transcurrent shear zones of the Borborema Province (NE Brazil): Implications for the late assembly of the West Gondwana. *Precambrian Research*, 178:1-14.
- HOLLANDA, M. H. B. M.; ARCHANJO, C. J.; SOUZA, L.C, DUNYI, L.; ARMSTRONG, R. 2011. Long-lived paleoproterozoic granitic magmatismo in the Seridó-Jaguaribe domain, Borborema Province. *Journal of South America Earth Science*, 32:287-300.
- JARDIM DE SÁ, E.F. 1994. A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira - Pan-Africana. Tese de Doutorado, IG/UnB, Brasília, 803 p.
- JARDIM DE SA, E. F.; FUCK, R. A.; MACEDO, M. H. F.; KAWASHITA, K. ; SOUZA, Z. S. 1995. Structural and geochronological data bearing on the Paleoproterozoic G2 granitoids in the Seridó Belt, NE Brazil - synorogenic or rapakivi-type anorogenic intrusions ?. In: Symp. Rapakivi Granites and Related Rocks, Belém. p. 48-49.
- JARDIM DE SÁ, E.F.; LEGRAND, J.M.; SENA DE SÁ, C.A.; LIRA, C.P.; MEDEIROS NETO, F.A.; REGO, J.M.; SOUZA,

- L.C. 1981. Esboço de geologia precambriana do Extremo Oeste Potiguar. In: SBG/Núcleo Nordeste, X Simpósio de Geologia do Nordeste, Recife, Atas, 315-328. 9.
- JARDIM DE SA, E. F.; MACEDO, M. H. F. ; TORRES, H. H. F. ; KAWASHITA, K. 1988. Geochronology of metaplutonics and the evolution of supracrustal belts in the Borborema Province, NE Brazil. In: VII CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, Anais. v. 1. p. 49-62.
- JARDIM DE SÁ, E. F.; TRINDADE, R. I. F.; HOLLANDA, M. H. B. M.; GALINDO, A. C.; AMARO, V. E.; SOUZA, Z. S.; VIGNERESSE, J. L.; LANDEAUX, J. M.. 1997. Syntectonic alkalic granites emplaced in a brasiliano-age strike slip/extensional setting (eastern Seridó belt, NE Brazil). In: II INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS. Anais. Salvador: ISGAM. p. 310-312.
- KOSIN, M.; MELO, R. C.; SOUZA, J. D.; OLIVEIRA, E. P.; CARVALHO, M. J.; LEITE, C. M. M. 2004. Geologia do segmento norte do Orógeno Itabuna – Salvador - Curaçá e guia de excursão. Revista Brasileira de Geociências, v. 33.
- LEGRAND, J.M & MAGINI, C. 1992. Avaliação das condições termodinâmicas e dos movimentos de matéria na transformação de um granito em um muscovita quartzito numa zona de cisalhamento. In: XXXVII Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo. Boletim de resumo expandidos, 2:433-435.
- LEGRAND, J.M; SOUZA, L.C; MAIA, H.M; SÁ, J.M. 2009. Geologia da Folha Jardim do Seridó SB.24-Z-B-V. Escala 1:100.000, CPRM-SUREG, Recife.
- LE MAITRE, R. 1989. W. A classification of igneous rocks and glossary terms. Oxford: Blackwell Science Publishers, 193 p.
- LETERRIER, J.; JARDIM DE SÁ, E.F.; BERTRAND, J.M.; PIN, C. 1994. Ages U-Pb, sur zircon de granitoides "Brasiliens" de la ceinture Seridó (Province Borborema, NE Brésil). C.R. Acad. Paris, vol. 2, 318;1505-1511.
- LIMA, M. G. 2008. A história do ilntemperismo na província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil: Implicações Paleoclimáticas e Tectônicas. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, UFRN, Natal.
- LIMA FILHO, M F. & MELO, N. A. 2002. A Formação Barreiras na Paraíba, Pernambuco e parte de Alagoas: diferenças, evolução e origem. In: XXII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, Natal. Resumos. Natal: SBG, p. 3.
- LIRA, C. P. Geologia do extremo oeste Potiguar: área de Dr. Severiano – Encanto. Relatório de Graduação, UFRN, Departamento de Geologia, Natal/RN, 64p.
- LUDWIG, R.R. 2003. Isoplot 3.0: A geochronological toolkit for microsoft excel (revised version). Vol. 4. Berkeley Geochronological Center, Spec. Publ., Berkeley CA., 70 p.
- MABESOONE, J. M. 1966. Relief of northeastern Brazil and its correlated sediments. In: Z. Geomorphologie, Berlin, v.10, n.4, p.419-53.
- MACEDO, M. H. F.; JARDIM DE SÁ, E.F.; SÁ, J. M. 1984. Datações Rb-Sr em ortognaisses e a idade do Grupo Seridó. In: XI Simpósio de Geologia do Nordeste, vol. 9, p. 253-261.
- MACEDO, M. H. F.; SÁ, J. M.; KAWASHITA, K. 1988. A Idade da Faixa Orós: Dados Preliminares. Revista Brasileira de Geociências, 18:362-368.
- MAGALHÃES, W.G. 2010. Mapeamento geológico na escala 1:50.000 de uma área a SW de Pau dos Ferros/RN. Relatório de Graduação, Curso de Geologia da UFRN, 69p.
- MAGINI, C. 2001. Evolução Pré-Cambriana da Província Borborema: O Extremo Oeste Potiguar. Tese de Doutorado. UNESP/Rio Claro, SP, 218 p.
- MAGINI, C. & HACKSPACHER, P.C. 2005. Evolução metamórfica de arcos magmáticos neoproterozoicos: região NE da província Borborema. Revista de Geologia, 18 (2): 187-202.
- MAGINI, C. & HACKSPACHER, P. 2008. Geoquímica e ambiência tectônica do arco magmático de Pereiro, região NE da Província Borborema. Revista Brasileira de Geociências, 38(2): 336-355.
- McCAIG, A.M. 1984. Fluid-rock interaction in some shear zones from the Pyrenees. Journal of Metamorphic Geology, n.2.
- McREATH, I; GALINDO, A. C.; DALL.AGNOL, R. 2002. The Umarizal igneous association, Borborema Province, NE Brazil: implications for the genesis of A-type granites. Gondwana Research, 5:339-353.
- MEDEIROS NETO, F.A. 1981a. Geologia do Extremo Oeste Potiguar – Área de Coronel João Pessoa. Relatório de Graduação, Departamento de Geologia, UFRN. 130p.
- MEDEIROS NETO, F.A. 1981b. Sobre a ocorrência de metamorfismo de pressão intermediária na seqüência supracrustal do Extremo Oeste Potiguar do Rio Grande do Norte. In: SBG/NúcleoNordeste, X Simpósio de Geologia do Nordeste, Recife, Atas, p 383-387.
- MEDEIROS, V. C.; AMARAL, A. C; ROCHA, D. E. G. A.; SANTOS, R. B. 2005. Programa Geologia do Brasil – PGB. Sousa. Folha SB.24-Z-A. Estado da Paraíba, Rio Grande do Norte e Ceará. Mapa Geológico. Recife: CPRM, 1 mapa color. Escala 1:250.000.
- MEDEIROS, V. C.; MEDEIROS, W. E. ; JARDIM DE SÁ, E. F. 2011. Utilização de imagens aerogamaespectrométricas, Landsat 7 ETM+ e aeromagnéticas no estudo do arcabouço crustal da porção central do Domínio da Zona Transversal, Província Borborema, NE do Brasil. Revista Brasileira de Geofísica, 29:83-97.
- MELO, T.F. 2011. Mapeamento geológico na escala 1:100.000 da porção sul da Folha Pau dos Ferros

- com ênfase nas rochas miloníticas da zona de cisalhamento São José. Relatório de Graduação, Departamento de Geologia, UFRN, 104p.
- MENDONÇA, J.C.G.; BRAGA, A.P.G. 1987. As faixas vulcano-sedimentares de Orós e Jaguaribe: um Greenstone belt? Revista Brasileira de Geociências, 17 (3): 225-241.
- MENEZES, C.P. 2010. Mapeamento geológico de uma área na região Pau dos Ferros - de Encanto – Doutor Severiano/RN. Relatório de Graduação, Curso de Geologia da UFRN, 60p.
- MONTEIRO FILHO. 2009. Manuais técnicos em geociências, n. 4 Rio de Janeiro: IBGE.
- NASCIMENTO, M.A.L.; ANTUNES, A.F.; GALINDO, A.C.; JARDIM DE SÁ, E.F.; SOUZA, Z.S. 2000. Geochemical signature of the Brasiliano-age plutonism in the Seridó Belt, northeastern Borborema Province (NE Brazil). Revista Brasileira de Geociências, 30:161-164.
- NASCIMENTO, M. A. L.; MEDEIROS, V.C.; GALINDO, A. C. 2008. Magmatismo ediacarano a cambriano no Domínio Rio Grande do Norte, Província Borborema, NE do Brasil. IG. Série B, Estudos e Pesquisas, v. 18, p. 4-27.
- NEVES, S.P.; MONIE, P.; BRUGUIER, O.; SILVA, J.M.R., 2012. Geochronological, thermochronological and thermobarometric constraints on deformation, magmatism and thermal regimes in eastern Borborema Province (NE Brazil). Journal of South American Earth Sciences, 38, 129-146.
- NIELSEN T.H. & SYLVESTER A.G. 1995. Strike-Slip Basins. in: Busby C.J. & Ingersoll R.V. (eds.) tectonics of Sedimentary Basins. Blackwell Science, p. 425-457.
- NÓBREGA, M. A. 2004. Evolução Estrutural e Termocronológica da Zona de Cisalhamento Portalegre, Nordeste do Brasil. Dissertação de Mestrado, PPGG/UFRN. Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, UFRN, 72 p.
- NÓBREGA, M.A.; Sá, J.M.; BEZERRA, F.H.R.; HADLER NETO, J.C.; IUNES, P.J. 2005. The use of apatite fission track thermochronology to constrain fault movements and sedimentary basin evolution in northeastern Brazil. Radiation Measurements 39: 627 – 633.
- NOGUEIRA, F.C.C. 2008. Estruturas tectônicas cenozóicas na porção leste da Bacia Potiguar – RN. Tese de Doutorado n° 23/PPGG/UFRN. Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, UFRN, 143 p. Natal.
- OLIVEIRA, W. D. 1982. Geologia do extremo oeste Potiguar: área de Paraná (RN). Relatório de Graduação, UFRN, Departamento de Geologia, 111p.
- OLIVEIRA, A. I. & LEONARDOS, O.H. 1943. Geologia do Brasil. 2. ed. Rio de Janeiro, Serv. Inf. Agric.. 813 p. (Série Didática, 2).
- PAIVA, I.P.; SATO, E.Y.; CÂMARA FILHO, A.A.; GALVÃO, A.J.X.; SILVA FILHO, M.A.; TORRES, H.H.F.; SANTOS, E.J. 1988. Projeto Encanto. Relatório Final de Pesquisa, CPRM, SUREG Recife, 145p.
- PESSOA NETO O. C. 1999. Análise estratigráfica integrada da plataforma mista (siliciclástica-carbonática) do Neógeno da Bacia Potiguar, NE do Brasil. Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 220 p.
- PESSOA NETO O.C.; SOARES U.M.; SILVA J.G.F.; ROESNER E.H.; FLORENCIO C.P.; SOUZA C.A.V. 2007. Bacia Potiguar. Bol. Geoc. Petrobras, 15(2): 357-369.
- RÊGO, J.M. 1981. Geologia do extremo oeste Potiguar: área de São Miguel. Relatório de Graduação, UFRN, Departamento de Geologia, 53p.
- SÁ, J. M. 1991. Evolution Geodynamique de la Ceinture Proterozoïque d'Orós, Province Borborema, Nord-Est du Brésil. Tese de doutorado, Université de Nancy I, França. 177p.
- SÁ, J. M.; BEZERRA, F. H. R.; MACEDO, M. H. F.; PEREIRA, R. 1988. Middle Proterozoic Supracrustals and Brasiliano Orogeny in the Southeast Ceara State: a Monocyclic Evolution. In: VII Congresso Latino-Americano de Geologia, vol. 1, p. 35-48, 1988.
- SÁ, J. M.; LETERRIER, J.; BERTRAND, J. M. 1994. As Faixas Orós-Jaguaribe - Oeste do RN, Província Borborema: Distensão Crustal a 1,8 Ga. In: XXXVIII Congr. Brasileiro de Geologia. 1: 237-239.
- SÁ, J. M.; LETERRIER, J., BERTRAND, J. M. 1995. Petrology, Geochemistry and Geodynamic Setting of Proterozoic Igneous Suites of the Orós fold Belt, Borborema Province, Northeast Brazil, Journal of South American Earth Sciences, 8(3): 299-314.
- SÁ, J. M.; BEZERRA, F. H. R.; HACKSPACHER, P. C.; NÓBREGA, M. A.; FERREIRA, T. S.; LIMA FILHO, F. P.; GALINDO, A. C. 2001. Reativação Fanerozóica na Zona de Cisalhamento Portalegre: caracterização e história térmica. In: XIX Simpósio de Geologia do Nordeste, Natal. Anais do XIX Simpósio de Geologia do Nordeste. Natal: SBG-NE. vol. 1. p. 308-309.
- SCHMID, R; FETTES, D; HARTE, B; DAVIS, E; DESMONS, J. 2007. A systematic nomenclature for metamorphic rocks: 1. How to name a metamorphic rock. Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks. IUGS.
- SENA de SÁ, C.A. 1981. Geologia do extremo oeste Potiguar: área de Riacho de Santana – Rafael Fernandes. Relatório de Graduação, UFRN, Departamento de Geologia, 53p.
- SIAL, A.N. 1986. Granite-types in Northeast Brazil: Current Knowledge. Revista Brasileira de Geociências, 16(1):54-72.
- SIIVOLA, J. & SCHMID, R. 2007. A systematic nomenclature for metamorphic rocks: 12. List of mineral abbreviations. Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks. IUGS.

- SILVA, W. L. 2000. Mineralizações auríferas em veios de quartzo na Faixa Seridó, NE do Brasil: exemplos de depósitos de ouro de fácies anfíbolito em faixa móvel proterozóica. Tese de Doutorado, UNESP.
- SILVA, A. N. 2009. Arquitetura, Litofácies e Evolução Tectono-Estratigráfica da Bacia do Rio do Peixe, Nordeste do Brasil. Dissertação nº 79/PPGG/UFRN. Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, UFRN, 106 p. Natal.
- SILVA, W.L. 1995. Estudos da interação fluido-rocha na área do depósito aurífero São Francisco, Currais Novos (RN): aspectos estruturais e metamórficos. Dissertação de mestrado, UNESP, Rio Claro, São Paulo, Brasil, 183p.
- SILVA, E.R.; SÁ, J.M. 1997. As Estruturas Dúcteis do Cinturão Jaguaribe. In: XVII Simp. Geologia do Nordeste, 1997, Fortaleza. Atas do XVII Simpósio de Geologia do Nordeste, 1997. v. 1. p. 122-126.
- SILVEIRA, F. V. 2006. Magmatismo Cenozóico da Porção Central do Rio Grande do Norte. Tese de Doutorado nº 15/PPGG/UFRN. Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, UFRN, 195 p. Natal.
- SOARES, U. M.; ROSSETTI, E. L.; CASSAB, R. C. T., 2003. Bacia Potiguar. Fundação Paleontológica Phoenix. Bacias Sedimentares Brasileiras, Ano 5, nº 55.
- SOUZA, J.M.P. 1982. Geologia do extremo oeste Potiguar: área de Alexandria (RN). Relatório de Graduação, UFRN, Departamento de Geologia, 108p.
- SOUZA, L.C. 1981. Geologia do extremo oeste Potiguar, área de Pau dos Ferros. Relatório de Graduação, UFRN, Departamento de Geologia, Natal/RN, 209p.
- SOUZA, L.C. 1996. Zonéographie métamorphique, chimie des minéraux, pétrochimie, géochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et histoire P-T-t des micaschistes englobant le massif gabbro-granitique d'Acari (Brasiliano), ceinture mobile du Seridó (NE du Brésil). Thèse de doctorat, Laboratoire de minéralogie et géologie, Université Catholique de Louvain, Belgium, 345p.
- SOUZA, S.M. 1982. Atualização da litoestratigrafia da Bacia Potiguar. In: XXXII Congresso Brasileiro de Geologia, anais, p.2392-2406.
- SOUZA, Z.S; MARTIN, H.; MACEDO, M.H.F; PEUCAT, J.J; JARDIM DE SÁ, E.F. 2008. Calc-alkaline magmatism at the Archean-Proterozoic transition: the Caicó complex basement (NE Brazil). *Journal of petrology* 48:2149-2185.
- SOUZA, Z.S; MARTIN, H.; MACEDO, M.H.F; PEUCAT, J.J; JARDIM DE SÁ, E.F. 1993. Um sêgment de croûte continentale juvenil d'âge protérozoïque inférieur: Le Complexe de Caicó (Rio Grande do Norte, NE Du Brésil). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 316:201-208.
- SOUZA, Z. S., MARTIN, H., PEUCAT, J.J, JARDIM DE SÁ, E. F. & MACEDO, M. H. F. 2007. Calc-alkaline magmatism at the Archean – Proterozoic transition: the Caicó Complex Basement (NE Brazil). *Journal of Petrology*, 48 (11):2149-2185.
- SOUZA, Z. S.; MARQUES, J. B. P.; JARDIM DE SÁ. E.F. 1995. Os quartzitos de São Fernando/RN: tectônicos ou sedimentares?. In: XVI Simpósio de Geologia do Nordeste, Recife. p. 147-149.
- SPEAR, F.S. 1993. Metamorphic phase equilibria and pressure – temperature – time paths. Monograph, Mineralogical Society of America, Book Crafters, Inc., USA, 799p.
- Srivastava, n. k.; LIMA, M. S.; NOGUEIRA, A. M. B.; MARTINS, G.; PEREIRA, M. A. F. 1989. Geologia e estratigrafia das bacias de Pau dos Ferros e do Rio Nazaré (Rio grande do Norte). In: Simpósio de Geologia do Nordeste, Fortaleza/CE, p. 157-161.
- SRIVASTAVA, N. K. & CARVALHO, I. S., 2002, Bacia do Rio do Peixe (Paraíba). In: XLI Congresso Brasileiro de Geologia, João Pessoa. Guia de Excursão João Pessoa(PB): Sociedade Brasileira de Geologia/Núcleo Nordeste, v.1, p. 1–25.
- SUGUIO, K. 2003. Geologia Sedimentar. Edit. Edgard Blücher Ltda, São Paulo, 1a Edição.
- TEERTSTRA, D.K. & SHERRIFF, B.L. 1997. Substitutional mechanisms, compositional trends and the end-member formulae of scapolite. In: Chemical geology including isotope geosciences. 136:233-260.
- TRINDADE, I.R.; SÁ, J. M.; MACEDO, M. H. F. 2008. Comportamento de elementos químicos em rochas mineralizadas em ouro na Faixa Seridó, Província Borborema. *Revista Brasileira de Geociências*, 38:303-318.
- TRINDADE, I.R.; DANTAS, E.L.; BABINSKI, M.; SCHMUS, W.R.V. 1999. Short-lived granitic magmatism along shear zone: evidence from U-Pb zircon and sphene age of Caraúbas and Tourão granite. In: South American Symposium on Isotope Geology, v2, Argentina, Actas, p143-144.
- VAN SCHMUS, W.R., BRITO NEVES, B.B., HACKSPACHER, P., BABINSKI, M. 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of Eastern Borborema Province, northeast Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, 8:267-288.
- VAN SCHMUS, W.R., BRITO NEVES, B.B., HACKSPACHER, P., BABINSKI, M., FETTER, A.H., DANTAS, E.L. 1997. Application of U-Pb and Sm-Nd geochronology to understanding the geotectonic history of the Borborema Province, NE Brazil and its implications for the evolution of West Gondwana. In: South American Symposium on Isotope Geology, Extended Abstracts, 27-29.

WERNICK, E 2004. Rochas Magmáticas: Conceitos Fundamentais e Classificação Modal, Química, Termodinâmica e Tectônica. São Paulo-SP, Ed. Unesp.655 p.

WINKLER, H.G.F. 1977. Petrogênese das rochas metamórficas. Ed.Edgard Blucher, 257p.

YARDLEY, B.W.D. 2005. Introdução à Petrologia Metamórfica. Ed. Unb. 340p.

ANEXO

Súmula dos Dados Físicos

As atividades de mapeamento foram acompanhadas de uma exaustiva coleta de dados documentais envolvendo pesquisa bibliográfica e cartografias geológicas prévias, sendo estas complementadas com a execução de vários perfis geológicos, dentre os quais três acompanham o mapa geológico final. Os trabalhos de campo e laboratório

geraram um conjunto de dados físicos envolvendo centenas de afloramentos descritos e amostras coletadas, dezenas de seções delgadas descritas, algumas análises geocronológicas e distâncias percorridas no mapeamento, além da quantificação das ocorrências minerais (Tabela 8.1).

Tabela 8.1 – Dados físicos de produção da Folha Pau dos Ferros

Área mapeada (Km ²)	Afloramentos descritos	Caminhamento geológico	Número de rochas coletadas	Lâminas descritas	Análises geocronológicas	Ocorrências minerais cadastradas
2500	621	1254 km	220	70	8 (2 U/Pb e 6 Sm/Nd)	66

ISBN
978-85-7499-315-7

Programa Geologia do Brasil – carta geológica na escala 1:100.000 – cujo objetivo é o de gerar e difundir informações geológicas para subsidiar o planejamento territorial e o uso do solo e do subsolo, além de induzir o aumento dos investimentos em prospecção e pesquisa mineral, com vistas ao desenvolvimento da indústria de mineração no país.

A FOLHA PAU DOS FERROS foi executada pela Universidade Federal do Rio Grande do Norte – UFRN, através de inovadora parceria com o Serviço Geológico do Brasil – CPRM, que permite incorporar à atividade de mapeamento sistemático do território nacional parte do acervo dos trabalhos das universidades, trazendo a público conhecimentos até então restritos ao ambiente acadêmico.

Com metodologia revista e atualizada, utilizando tecnologia de Sistema de Informação Geográfica – SIG, o mapa ora disponibilizado não retrata apenas leitura estática da geologia regional. É um produto dinâmico, através do qual a manipulação e atualização contínua permitem inúmeras possibilidades de cruzamento de dados e novas interpretações, de acordo com as necessidades e requisitos do usuário.

Este produto também está disponível para consultas e download de arquivos vetoriais no GEOBANK – banco de dados geológicos da CPRM na Internet.

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA PAU DOS FERROS* SB.24-Z-A-II

Escala: 1:100.000

ESTADOS DO RIO GRANDE DO NORTE E CEARÁ



* PARCERIA COM A UNIVERSIDADE FEDERAL
DO RIO GRANDE DO NORTE – UFRN



PAC

www.cprm.gov.br

SERVIÇO DE ATENDIMENTO AO USUÁRIO - SEUS
Tel: 21 2295-5997 – Fax: 21 2295-5897
E-mail: seus@cprm.gov.br

OUVIDORIA
Tel: 21 2295-4697 – Fax: 21 2295-0495
E-mail: ouvidoria@cprm.gov.br

 **CPRM**
Serviço Geológico do Brasil

SECRETARIA DE
**GEOLOGIA, MINERAÇÃO
E TRANSFORMAÇÃO MINERAL**

MINISTÉRIO DE
MINAS E ENERGIA

