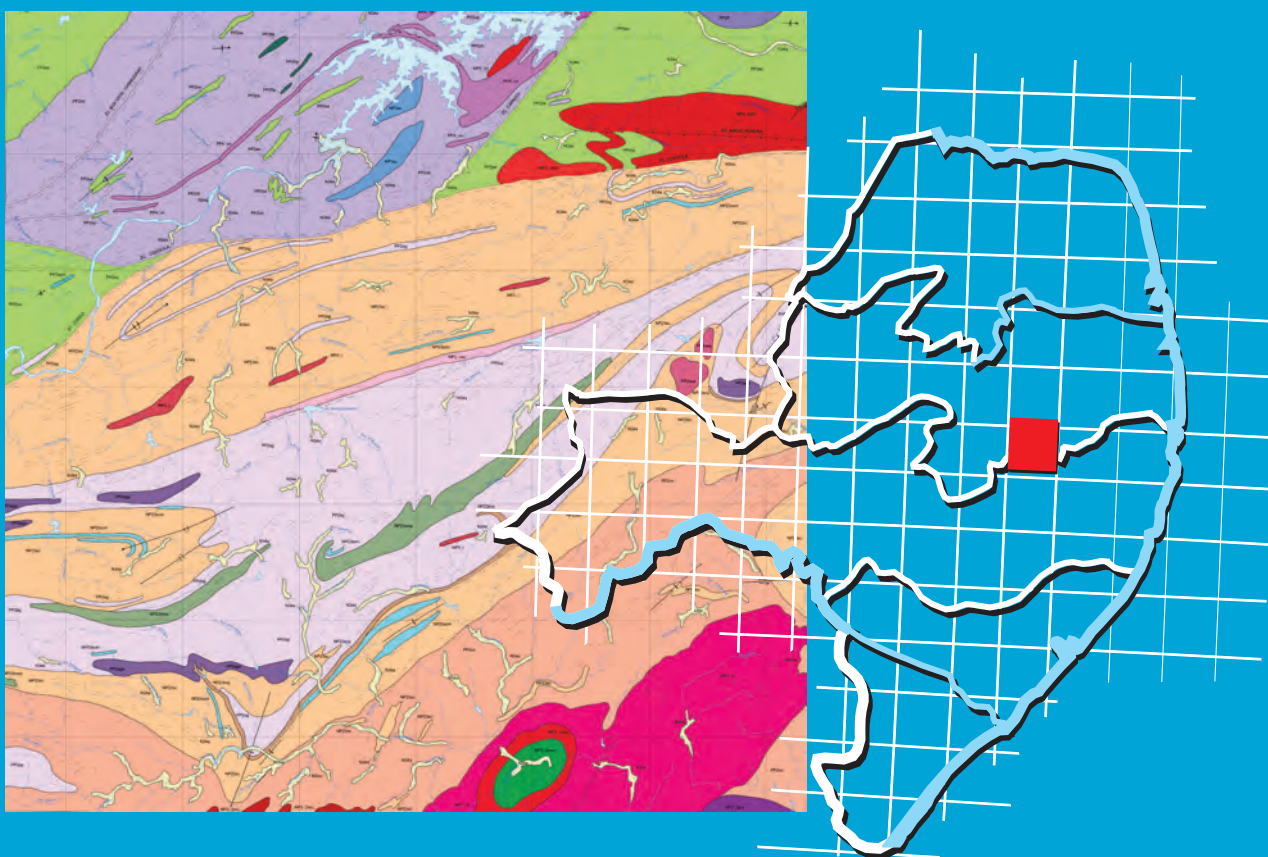


Programa Geologia do Brasil
Levantamentos Geológicos Básicos

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA SANTA CRUZ DO CAPIBARIBE – SB.24-Z-D-VI



Escala: 1:100.000
2017

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 SANTA CRUZ DO CAPIBARIBE
SB.24-ZD-VI**

Escala 1:100.000

ESTADOS DA PARAÍBA E PERNAMBUCO

Roberta Galba Brasilino
Alan Wanderley Albuquerque Miranda



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
TEL: (81) 3316 1400
FAX: (81) 3316-1403
HTTP://WWW.CPRM.GOV.BR
BIBLIOTECARE @CPRM.GOV.BR

Brasilino, Roberta Galba
Geologia e recursos minerais da folha Santa Cruz do Capibaribe : SB.24-Z-D-VI /
Roberta Galba Brasilino [e] Alan Wanderley Albuquerque Miranda. – Recife: CPRM,
2017.

140 p.

Programa geologia do Brasil. Levantamentos geológicos básicos.

ISBN 978-85-7499-288-4

1.Geologia regional – Brasil – Paraíba - Pernambuco. 2.Recursos minerais - Brasil –
Paraíba – Pernambuco. I. Miranda, Alan Wanderley Albuquerque. II. Título.

CDD 558.133

FICHA CATALO GRÁFICA REVISADA NA DIDOTE /SEUS POR TERESA CRISTINA
SA MPAIO ROSEN HAYME - CRB7 / 5663

Direitos desta edição: CPRM - Serviço Geológico do Brasil
É permitida a reprodução desta publicação desde que mencionada a fonte.

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 SANTA CRUZ DO CAPIBARIBE
ESTADOS DA PARAÍBA E PERNAMBUCO

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 Leonardo Silva Andriotti (interino)
Diretor de Geologia e Recursos Minerais

Stênio Petrovich Pereira
Diretor de Hidrologia e Gestão Territorial

Esteves Pedro Colnago
Diretor de Relações Institucionais e Desenvolvimento

Nelson Victor Le Cocq D´Oliveira
Diretor de Administração e Finanças

Marco Túlio Naves de Carvalho (interino)
Chefe do Departamento de Geologia

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

Edilton José dos Santos
Chefe da Divisão de Geologia Básica

Patrícia Duringer Jacques
Chefe de Divisão de Geoprocessamento

Marília Santos Salinas do Rosario
Chefe da Divisão de Cartografia

SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE RECIFE

Sérgio Maurício Coutinho C. de Oliveira
Superintendente Regional

Ana Claudia de Aguiar Accioly
Gerente de Geologia e Recursos Minerais

Douglas Silva Luna
Gerente de Relações Institucionais e Desenvolvimento

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 SANTA CRUS DO CAPIBARIBE
ESTADOS DA PARAÍBA E PERNAMBUCO

CRÉDITOS DE AUTORIA DA CARTOGRAFIA GEOLÓGICA

Roberta Galba Brasilino, Alan Wanderley Albuquerque Miranda & Marcelo de Souza Marinho

CRÉDITOS DE AUTORIA DO RELATÓRIO

Capítulo 1 INTRODUÇÃO	Roberta Galba Brasilino
Roberta Galba Brasilino	Capítulo 6 INTERPRETAÇÃO DE DADOS AEROGEOFÍSICOS
Capítulo 2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	Roberto Gusmão de Oliveira
Roberta Galba Brasilino	Capítulo 7 GEOQUÍMICA PROSPECTIVA
Vladimir Cruz de Medeiros	Paulo Roberto Bastos Leite
Capítulo 3 LITOESTRATIGRAFIA	Capítulo 8 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES
Roberta Galba Brasilino	Roberta Galba Brasilino
Geysson de Almeida Larges	Alan Wanderley Albuquerque Miranda
Capítulo 4 EVOLUÇÃO ESTRUTURAL E TECTÔNICA	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS
Alan Wanderley Albuquerque Miranda	Dalvanice Bezerril
Capítulo 5 RECURSOS MINERAIS	Roberta Galba Brasilino
Marcelo de Souza Marinho	

APOIO TÉCNICO DA CPRM

Adeilson Alves Wanderley	<i>Geofísica</i>
Ana Claudia de Aguiar Accioly	Roberto Gusmão de Oliveira
Ana Paula Rangel Jacques	<i>Geoquímica prospectiva</i>
Carlos Alberto dos Santos	Paulo Roberto Bastos Leite
Edilton Jose dos Santos	Carlos Alberto Cavalcanti Lins
José Veiga Júnior	<i>Técnicos em Geologia/Mineração</i>
José Wilson de Castro Temóteo	Ambrósio Dantas Ferreira
Paula Patrícia Pereira	Ervall Linden
Reginaldo Alves dos Santos	<i>Análises Geocronológicas</i>
Robson Carlo de Silva	Joseneusa Brilhante Rodrigues
Vladimir Cruz de Medeiros	<i>Laboratório Laminação</i>
<i>Chefe do Projeto</i>	Saulo Moreira de Andrade
Roberta Galba Brasilino	Genner Alves de Mário
<i>Supervisores Técnicos</i>	<i>Estagiários em Geologia</i>
Vladimir Cruz de Medeiros	Maina Gomes de Oliveira
Carlos Alberto dos Santos	<i>Coordenação de Revisão Bibliográfica</i>
<i>Revisão do Texto</i>	Roberta Pereira da Silva de Paula
Adeilson Alves Wanderley	<i>Organização e Controle da Editoração Final</i>
Vladimir Cruz de Medeiros	Alan Düssel Schiros
<i>Organização e Editoração</i>	
Roberta Galba Brasilino	
Alan Wanderley Albuquerque Miranda	

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 conhecimento geológico do território brasileiro é instrumento indispensável para o planejamento e a implementação das políticas públicas voltadas para o desenvolvimento sustentável dos recursos minerais, petrolíferos e hídricos subterrâneos do país e, simultaneamente, fonte do imprescindível conhecimento do meio físico para a execução de estudos de zoneamento ecológico-econômico e de gestão ambiental do território nacional.

É com esta premissa que a Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral, do Ministério de Minas e Energia, através do Serviço Geológico do Brasil - CPRM, têm a grata satisfação de disponibilizar à comunidade técnico-científica, aos empresários do setor mineral e à sociedade em geral os resultados alcançados pelo **PROJETO FOLHA SANTA CRUZ DO CAPIBARIBE – SB.24-Z-D-VI** executado pela Superintendência Regional de Recife do Serviço Geológico do Brasil - CPRM, onde é apresentado o estado da arte do conhecimento geológico e de recursos minerais na escala 1:100.000 de uma área de 3.000 km² dos municípios de Boqueirão, Cabaceiras, São Domingos, Caraúbas, Barra de Santana, Barra de São Miguel, Riacho Santo Antonio, do Estado da Paraíba e Jataúba, Santa Cruz do Capibaribe e Taquaritinga do Norte do Estado de Pernambuco.

Este produto é mais uma ação do **PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL**, do Plano Plurianual 2004-2007, que vem desenvolvendo trabalhos em todas as regiões geográficas do país e cujo objetivo é proporcionar o incremento do conhecimento geológico e hidrológico do território brasileiro.

Na preparação deste produto foram compiladas e integradas todas as informações geológicas, geoquímicas, geofísicas, geotectônicas e de recursos minerais disponíveis na região, complementadas com a interpretação de fotografias aéreas e de imagens de satélite, acompanhada de intensa programação de trabalhos de coleta de dados de campo e da elaboração de um texto explicativo. Todos estes dados estão hospedados em robusto e moderno banco de dados (GEOBANK) da CPRM.

Com mais este lançamento, o Serviço Geológico do Brasil segue dando cumprimento à política governamental de atualizar o conhecimento geológico do país, seja pela retomada dos levantamentos geológicos básicos, nas escalas 1:250.000 e 1:100.000, ou dos levantamentos aerogeofísicos, seja pelas integrações estaduais na escala 1:500.000 e 1:1.000.000, contribuindo desta forma, com o resgate da infra-estrutura de desenvolvimento regional, como subsídio importante à formulação de políticas públicas e apoio às tomadas de decisão de investimentos.

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

JOSÉ LEONARDO SILVA ANDRIOTTI (INTERINO)
Diretor de Geologia e Recursos Minerais
Serviço Geológico do Brasil - CPRM

RESUMO

Este relatório apresenta as informações geológicas e dos recursos minerais da Folha da Santa Cruz do Capibaribe (SB.24-ZD-VI) na escala de 1:100.000, que foi mapeada pelo Serviço Geológico do Brasil - CPRM, através da Superintendência Regional de Recife (SUREG-RE). A Folha Santa Cruz do Capibaribe está situada na região Nordeste do Brasil, entre as coordenadas geográficas: 36°30W/7°30S e 36°00W/8°00S, nos estados de Pernambuco e Paraíba.

As unidades geológicas da folha estão inseridas no contexto geotectônico da Província Borborema, no Domínio da Zona Transversal. As rochas que compõem o embasamento paleoproterozoico (Riaciano) são agrupadas em três unidades geológicas distintas, assim denominadas: Complexo Floresta/Unidades Cabaceiras, Complexo Salgadinho e Complexo Vertentes. Essas unidades são individualizadas de acordo com diferenças composicionais, texturais e/ou geocronológicas. O Complexo Cabaceiras é composto por (anfíbólio)-biotita ortognaisses migmatíticos de composição granítica a granodiorítica, intercalados com camadas de ortoanfibolitos e/ou granada anfibolitos. O Complexo Salgadinho é caracterizado pela ocorrência de hornblenda-biotita ortognaisses com magnetita, migmatíticos de composição granítica a tonalítica com frequentes ocorrências de enclaves máficos enriquecidos em anfíbólio e piroxênio. O Complexo Vertentes é constituído por hornblenda-granada-biotita ortognaisses bandados e biotita gnaisses de composição monzodiorítica com intercalações decimétricas de leucogranitos de composição granítica. As rochas metassedimentares de idade paleoproterozoica são representadas pelo Complexo Sertânia que é formado por granada-biotita gnaisses migmatíticos, (sillimanita)-granada-biotita gnaixe/xistos com raras intercalações de mármore, quartzitos e anfibolito.

Três unidades de idades que variam de estateriana a caliminiana, representativas de um magmatismo anorogênico foram identificadas na região: augen ortognaisses de composição granítica a sienogranítica da Suíte Serra da Taquaritinga, os ortognaisses sienograníticos a graníticos da Suíte Carnoió e a Suíte gabro-anortosítica de Boqueirão.

O Neoproterozoico é representado na folha por unidades geológicas de idade Ediacarana. Dessas unidades o Complexo Surubim é aquela com maior extensão territorial, ele é formado por (sillimanita)-biotitagnaisses e/ou xistos com intercalações expressivas de mármore e muscovita quartzitos e por gnaisses calcissilícaticos da unidade Serra do Pará. Na porção centro-norte da folha ocorrem noritos e biotita ortognaisses de composição granodiorítica com esparsos megacristais de granada que são correlacionados ao Complexo Sumé.

O magmatismo granítico ediacarano é representado na folha por sete plútons, assim denominados: Gabro Uruçu constituído por granitos porfiríticos e gabros; Plúton Santa Cruz do Capibaribe composto por monzonitos, monzogranitos, gabros, noritos e monzodioritos; Plúton Machado caracterizado pela ocorrência de hornblenda monzonitos foliados e gabros; Plúton Serra do Inácio Pereira formado por monzogranitos, clinopiroxênio monzogranitos porfiroclásticos, foliados e/ou miloníticos com raros enclaves de dioritos; Pluton Marinho constituído por sienogranitos, monzogranitos e monzonitos porfiríticos com raros enclaves de dioritos sendo estes dois últimos associação cálcio-alcalina de alto potássio do tipo Itaporanga e o Plúton Riacho Santo Antônio representados por augen sienitos porfiríticos deformados.

Os eventos deformacionais responsáveis pelo arcabouço estrutural da área mapeada foram agrupados em três fases dúcteis (D1, D2, D3) e uma de caráter dúctil-ruptil a rúptil (D4). No mapa, destacam-se principalmente o desenho de dobras geradas durante D2 e D3, bem como, o amplo desenvolvimento de zonas de cisalhamento dúcteis relacionadas à fase D3.

A folha Santa Cruz do Capibaribe possui vocação para exploração de granitos como material de construção (britas e derivados) e rochas ornamentais, além de possuir áreas como Serra do Pará e Serra da Taquaritinga que oferecem grande potencial para exploração de turismo ecológico com base geológica.

ABSTRACT

This report presents information in a 1:100.000 scale on the geological and mineral resources found at Folha da Santa Cruz do Capibaribe (SB.24-ZD-VI), which is located in Northeast Brazil and included at the states of Pernambuco and Paraíba. The sheet has the following geographic coordinates: 36°30W/7°30S and 36°00W/8°00S. Their geological units are part of the Borborema Province in the Zona Transversal Domain. The rocks making up the (Rhyacian) Paleoproterozoic basement are grouped into the following three distinct geological units: the Floresta Complex- Cabaceiras Unit, the Salgadinho Complex and the Vertentes Complex. These units are distinguished according to differences in their composition, texture and/or geochronology. The Floresta Complex-Cabaceiras Unit is formed by biotite (amphibole) migmatitic orthogneisses ranging from granite to granodiorite in composition, interbedded with ortho-amphibolites and/or garnet amphibolites. The Salgadinho Complex is marked by the presence of hornblende biotite orthogneisses with magnetite, migmatites of granite to tonalite composition, having frequent occurrence of mafic enclaves rich in amphiboles and pyroxenes. The Vertentes Complex is formed by banded hornblende-garnet-biotite orthogneisses and of biotite gneisses of monzodiorite composition with decimetric intercalations of leucogranites. The Paleoproterozoic metasedimentary rocks are represented by the Sertânia Complex which is formed by garnet-biotite migmatitic gneisses, (sillimanite)-garnet-biotite gneiss/schist with rare marble, quartz and amphibolite beds. The following three units range from the Statherian to the Calymmian and representatives of anorogenic magmatism were identified in the area: augen orthogneisses of granite to syenogranite composition at the Serra da Taquaritinga Suite; syenogranite to granite orthogneisses at the Carnoió Suite; and metagabbro-anorthosites at Boqueirão. The Neoproterozoic is represented in the sheet by geological units from the Ediacaran Period. Of these units the Surubim Complex is the one presenting the largest territorial extension being formed by (sillimanite)-biotite gneisses and/or schist with major alternating marble and quartz-muscovite beds; furthermore, it is worth mentioning the calc-silicate gneisses at the Serra do Pará unit. In the Center-North section of the sheet there are occurrences of norites and biotite orthogneisses of granodiorite composition with sparse garnet mega-crystals correlated to the Sumé Complex. The Ediacaran granite magmatism is represented by the seven plutons, which are the following: the Uruçu Gabbro, consisting of porphyritic granites and and gabbro; the Santa Cruz do Capibaribe pluton made up of monzonites, monzogranites, gabbros, norites and monzodiorites; the Machado pluton is characterized by foliated hornblende monzonites and gabbros; the Serra do Inácio Pereira pluton is formed by foliated monzogranites and clinopyroxene monzogranite porphyroclasts with rare enclaves of diorites; the Marinho pluton consists of syenogranites, monzogranites and monzonites porphyritic with rare enclaves of diorites the last two of them being an association of high-K calc-alkaline of the Itaporanga type and the Riacho Santo Antônio Pluton, represented by deformed porphyritic augen syenites. The deformational events that led to the structural framework in the mapped area were grouped into three ductile phases (D1, D2, D3) and one of a ductile-ruptile to ruptile character (D4). In the map, the folds formed at D2 and D3, as well as the wide development of ductile shear related to D3 are the main highlights. The Santa Cruz do Capibaribe sheet is well suited for the exploitation of granites such as building material (crushed stone and byproducts) and dimension stones, in addition to areas such as Serra do Pará and Serra da Taquaritinga that have great potential as destinations for tourists looking for nature and geology-related activities.

SUMÁRIO

1 – INTRODUÇÃO	15
1.1 - MATERIAIS E MÉTODOS	15
2 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	17
3 – UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS	21
3.1 - EMBASAMENTO PALEOPROTEROZOICO	21
3.1.1 - Complexo Salgadinho (PP2sg)	21
3.1.1.1 - Complexo Salgadinho - Augen Gnaiss (PP2sga)	33
3.1.2 - Complexo Vertentes (PP2ve)	34
3.1.2.1 - Complexo Vertentes - Plúton Alcantil (PP2vea)	38
3.1.3 - Complexo Floresta (PP2fl)	39
3.1.3.1 - Complexo Floresta - Unidade Cabaceiras (PP2flcb)	40
3.1.3.2 - Complexo Floresta - Anfíbolito (PP2flc)	44
3.2 - SUPRACRUSTAIS PALEOPROTEROZOÍCAS	52
3.2.1 - Complexo Sertânia (PP2se)	52
3.3 - UNIDADES PALEOPROTEROZOICAS/MESOPROTEROZOICAS	55
3.3.1 - Magmatismo Intraplaca.....	55
3.3.1.1 - Complexo Gabro-anortosítico Boqueirão (PP4 δ b).....	55
3.3.1.2 - Suíte Intrusiva Carnoió (PP4 γ cn).....	57
3.3.1.3 - Suíte Intrusiva Serra da Taquaritinga (MP1 γ st)	60
3.4 - UNIDADES NEOPROTEROZOICAS.....	67
3.4.1 - Complexo Surubim-carcoalina (NP23sc).....	67
3.4.1.2 - Unidade Leucognaiss Serra do Pará (NP23scsp).....	70
3.4.2 - Complexo Sumé (NP3su)	75
3.4.3 - Augen Gnaiss Riacho Santo Antonio (NP3 γ rsa)	77
3.4.4 - Magmatismo Ediacarano	77
3.4.4.2 - Monzonito machado (NP3 γ 2mc).....	80
3.4.4.3 - Sienito de Toritama (NP3 γ 2tn4).....	81
3.4.4.4 - Suíte Intrusiva Itaporanga (NP3 γ it, NP3 γ it50, NP3 γ it51)	82
3.4.4.5 - Gabro Uruçu (NP3 δ u, NP3 δ ug)	86
3.4.4.6 - Granitóides Indiscriminados (NP3 γ i)	88
3.5 - UNIDADES FANEROZOICAS.....	92
3.5.1 - Depósitos Aluvionares e terraços (N34a).....	92
4 – GEOLOGIA ESTRUTURAL E TECTÔNICA	95
4.1 - INTRODUÇÃO.....	95
4.2 - ESTRUTURAS RELACIONADAS À FASE D ₁	96
4.2.1 - Foliação S ₁	96
4.3 - ESTRUTURAS RELACIONADAS À FASE D ₂	96
4.3.1 - Dobras F ₂ e Foliação S ₂	96
4.3.2 - Lineação L _{2x}	97
4.4 - ANÁLISE CINEMÁTICA DA FASE D ₂	97
4.5 - ESTRUTURAS RELACIONADAS À FASE D ₃	98
4.5.1 - Dobras F ₃ e Foliação S ₃	98
4.5.2 - Foliação S _{3mil}	99

4.5.3 - Lineação L_{3x}	99
4.5.4 - Análise Cinemática da fase D_3 e as Relações com as Zonas de Cisalhamento Dúcteis	99
4.5.4.1 - Zonas de Cisalhamento Destrals	99
4.5.4.2 - Zonas de Cisalhamento Sinistrais	100
4.6 - ESTRUTURAS RELACIONADAS À FASE D_4	102
4.6.1 - Dobras F_4	102
4.7 - DEFORMAÇÃO RÚPTIL A RÚPTIL DÚCTIL	103
4.7.1 - Juntas, Falhas e Zonas de Cisalhamento Dúcteis-Rúpteis	103
5 – RECURSOS MINERAIS	105
5.1 - INTRODUÇÃO	105
5.2 - MATERIAIS DE USO NA CONSTRUÇÃO CIVIL	105
5.2.1 - Areia	105
5.2.2 - Brita	105
5.2.3 - Pedras para pavimentação (pedras de Talhe, Meio Fio e Calçada)	105
5.2.4 - Rocha para fins Ornamentais	108
5.2.4.1 - Plúton Santa Cruz do Capibaribe (NP3 γ 2msc)	108
5.2.4.2 - Plúton Toritama (NP3 γ 3tn4)	110
5.2.4.3 - Dique Fazenda Boa Vista (NP3 γ i)	111
5.2.4.4 - Gnaisses Calcissilicáticos (Serra do Pará, NP23cssp)	111
5.2.4.5 - Metagabro Queimada (NP3su)	112
5.2.4.6 - Plúton Carnoió (PP4 γ cn)	112
5.3 - ROCHAS E MINERAIS INDUSTRIAIS	113
5.3.1 - Mármore	113
5.3.1.1 - Mármore do Complexo Sertânia	113
5.3.1.2 - Mármore do Complexo Surubim-Carolina	113
5.3.1.3 - Composição Química e Aplicabilidade dos Mármoreos	114
5.4 - METAIS FERROSOS	114
5.4.1 - Ferro	114
6 – INTERPRETAÇÃO DE DADOS AEROGEOFÍSICOS	119
6.1 - DADOS AEROGEOFÍSICOS	119
6.1.1 - Interpretação dos domínios Magnéticos	119
6.1.1.1 - Domínio A	119
6.1.1.2 - Domínio B	119
6.1.1.3 - Domínio C	120
6.1.1.4 - Domínio D	121
6.1.1.5 - Domínio E	122
6.1.1.6 - Domínio F	122
6.1.1.7 - Domínio G	122
6.2 - INTERPRETAÇÃO TECTÔNICA DOS ALINHAMENTOS MAGNÉTICOS	123
7 – GEOQUÍMICA PROSPECTIVA	125
7.1 - GENERALIDADES	125
7.2 - METODOLOGIA	125
7.3 - RESULTADOS	125
7.4 - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	129
8 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	133
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	135

**GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS
DA FOLHA SANTA CRUZ DO
CAPIBARIBE**

ESTADOS DA PARAÍBA E PERNAMBUCO

1 – INTRODUÇÃO

Este texto apresenta uma síntese das informações coletadas durante o levantamento geológico básico da folha Santa Cruz do Capibaribe (SB.24-Z-D-VI) na escala de 1:100.000, realizado pelo Serviço Geológico do Brasil- CPRM, no âmbito da Superintendência Regional de Recife, dentro do Programa Geologia do Brasil.

A folha Santa Cruz do Capibaribe está localizada entre a porção sul sudeste do Estado da Paraíba e nordeste do Estado de Pernambuco, sendo limitada pelas coordenadas 36°00' e 36°30' de longitude W e 7°30' e 8°30' de latitude S, compreendendo uma área de 3.000 km². A folha faz limite com as folhas, Sumé a oeste, Surubim a leste, Boqueirão a norte, e Belo Jardim a sul (Figura. 1.1). Esta região se encontra inserida no agreste pernambucano e no Cariri Paraibano tendo como principal núcleo urbano a cidade de Santa Cruz do Capibaribe. Também estão inseridos na folha os municípios de Taquaritinga do Norte, Toritama, Brejo da Madre de Deus, Vertentes e Jataúba em Pernambuco e os municípios de Alcantil, Boqueirão Barra de Santana, Cabaceiras, Caraúbas, Barra de São Miguel, Riacho Santo Antonio e de São João do Cariri na Paraíba (Figura 1.1). O principal acesso a área é pela BR-232, que constitui a principal artéria viária do Estado de Pernambuco e pela BR-104, ou pode ser feito a partir de Campina Grande, através da PB-148.

O suporte econômico da área na porção norte da folha é essencialmente a agropecuária principalmente a caprino cultura e horticultura na região de Boqueirão (PB). Na poção sul da folha a economia é centrada em Santa Cruz do Capibaribe (PE) que é a maior produtora de confecções sendo o principal ponto de escoamento e vendas de Pernambuco e segundo o [Senai](#), possui o maior parque de confecções da [América Latina](#) em sua categoria.

A atividade mineira é restrita, sendo representada principalmente pela exploração de “granitos” para fins ornamentais e mármore utilizados na fabricação de cal, tinta, ou como pedra ornamental.

A folha Santa Cruz do Capibaribe possui áreas como a Serra do Pará (refúgio de várias espécies da fauna e flora de nossa região), além de berçário de espécies raras, como a Águia Chilena observando-se ainda, a existência de um grandioso patrimônio arqueológico, como a Furna e o Sítio Arqueológico do Pará, do Moreira e a Pedra da Figura que se encontra em bom estado de preservação. (figura.1.2), além da Serra da Taquaritinga que oferece grande potencial para exploração de turismo ecológico com base geológica pois as diversas serras que formam a cidade, propiciam para o visitante a prática de diversos esportes, como por exemplo, o vôo-livre.

A área da folha foi alvo de trabalhos anteriores de mapeamento regional executados pela CPRM, incluindo Projeto Mapas Metagenéticos e de Previsão de Recursos Minerais Folha Patos SB.24-Z-D (Wanderley, 1983), Folha Jaquaribe SE, (Ferreira & Santos, 2000), Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado da Paraíba na escala 1:500000 () Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado de Pernambuco (Gomes, H. A, 2001) Folha SB.24 Jaguaribe, Carta geológica do Brasil ao milionésimo (Angelim et al. 2006). Trabalhos de Graduação do curso de geologia da Universidade Federal de Pernambuco. Além de trabalhos na porção sudeste da área realizados por Sial & Menor (1967), Neves et al. (2005), Neves et al.(2006) e Sá et al. (2002).

1.1 - MATERIAIS E MÉTODOS

No mapeamento geológico da folha foi utilizada a sistemática padrão do Programa Geologia do Brasil (PGB), em execução pela CPRM e obedeceram a seguinte sistemática: aquisição de documentação básica (compilação e análise bibliográfica, bases de dados do GEOBANK/CPRM, dados geocronológicos e litogeoquímicos, fotointerpretação de produtos de sensores remotos (fotografias aéreas e imagens de satélite), reconhecimento de campo, levantamento geoquímico, cadastramento mineral e mapeamento geológico. As etapas de campo foram intercaladas com atividades de escritório, com objetivo de consolidar e integrar informações coletadas.

Nas etapas de reconhecimento de campo e fotointerpretação foram utilizadas fotografias aéreas na escala 1:70.000 e 1:40.000 obtidas pela empresa Serviços Aerofotogramétrico Cruzeiro do Sul SA no ano de 1967, imagens do satélite LANDSAT 7 ETM+ foram utilizadas as bandas.5,3 e 1 com composição RGB e fusão com a banda 8 e uma imagem SRTM-Shuttle Radar Topography Mission em ambiente ENVI (versão 4.2). As interpretações foram aprimoradas pelos dados de campo e da bibliografia. Nas campanhas de campo foram realizadas cerca de 1360 km de perfis geológico-estruturais com 645 afloramentos geralmente transversais à unidades geológicas, definidas no mapa preliminar, cadastramento e reavaliação dos recursos minerais, levantamento geoquímico (109 amostras), além de coletas para análises petrográficas (235 amostras) realizadas na UFPE, Terra & Mar Soluções e na GERIDE/SUREG-RE, litogeoquímica (75 amostras) e de geoquímica isotópica.

As análises das amostras de sedimento de corrente e litogeoquímica foram realizadas no ACME Analytic Laboratories Ltda e os concentrados de Bateia no laboratório da CPRM em Porto Alegre.

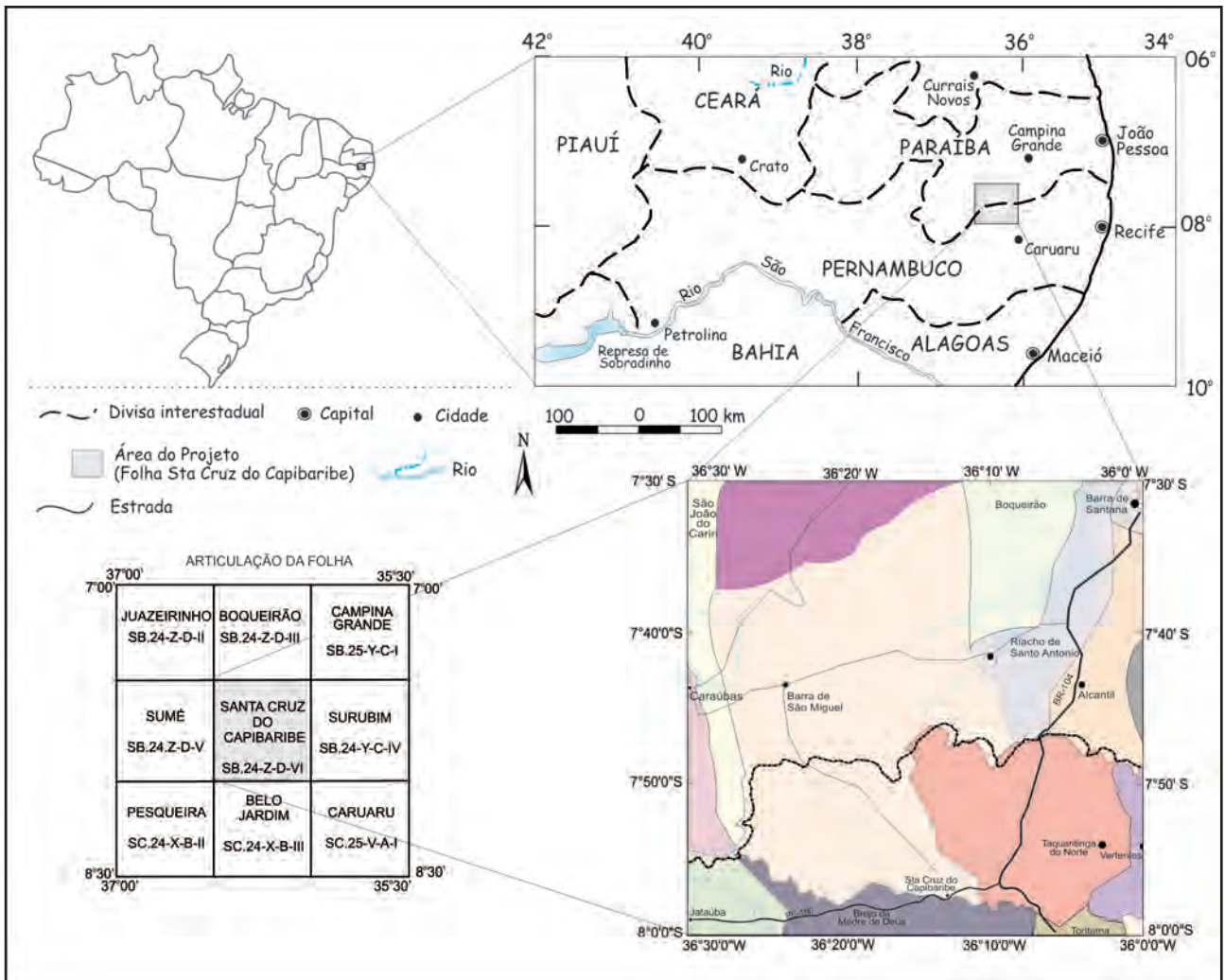


Figura 1.1 – Mapa de Localização da folha Santa Cruz do Capibaribe.

Os isótopos estáveis (C e O) foram analisados no NEG-LABISE da UFPE e os radiogênicos (U-Pb e Sm-Nd) no Laboratório de Geocronologia da UnB.

Informações geofísicas aeromagnéticas, foram obtidas a partir da malha interpolada dos dados aeromagnetométricos da folha composta pela junção de dois projetos aerogeofísicos: O terço leste da folha foi levantado pelo Projeto Levantamento Aerogeofísico Borda leste do Planalto da Borborema (LASA S.A. & Prospectors, 2008); os dois terços restantes (centro e oeste da folha) foram levantados pelo Projeto Levantamento Aerogeofísico Paraíba - Rio Grande do Norte (LASA S.A. & Prospectors, 2010).

A junção dos dados foi efetuada pela fusão das três diferentes malhas por meio da função *grid knitting (stitch method – blend)*, disponível no Oasis Montaj, v. 7.01 (GEOSOFT®).

A partir destas informações, foram realizadas análises e integrações dos dados, sendo que o resultado final está documentado no mapa geológico na escala 1:100.000 (em anexo) digitalizado em ambiente ArcGis, neste texto explicativo que fazem parte do SIG geológico final e do GEOBANK, banco de dados da CPRM/Serviço Geológico do Brasil, os quais podem acessados através do site www.cprm.gov.br.

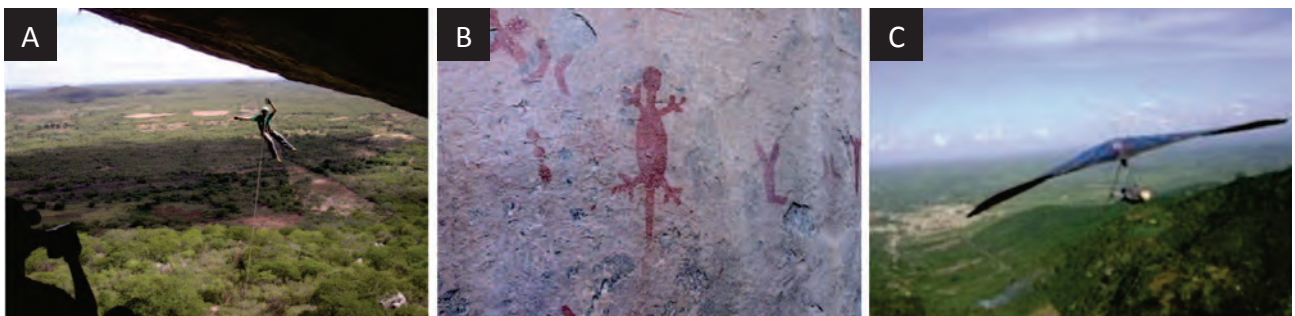


Figura 1.2 – (A) prática de rapel um dos atrativos de turismo ecológico da Serra do Pará; (B) Pintura rupestre no sitio arqueológico da Pedra do Pará, na encosta norte da serra; (C) Vôo de asa delta um dos atrativos de turismo ecológico de Taquaritinga do Norte.

2 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Folha Santa Cruz do Capibaribe está localizada na porção centro-leste da Província Borborema, definida por Almeida *et al.* (1977 e 1981, Figura 2.1), que compreende o domínio central da província (também denominado Zona Transversal por Ebert, 1962 ou Domínio da Zona Transversal Jardim de Sá (1994) e Campos Neto *et al.* (1994), sendo representada essencialmente por litotipos pré-cambrianos, com um pequeno percentual de rochas cenozóicas.

O Domínio da Zona Transversal foi considerado como um segmento da Província Borborema delimitado por duas zonas de cisalhamento de mergulhos íngremes, associadas a uma deformação dúctil dextral, orientadas na direção W-E (Figura 2.2), denominadas de Zona de Cisalhamento Patos (limite norte) e Zona de Cisalhamento Pernambuco (limite sul), tendo como principal característica um sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais, com direção E-W a ENE-WSW, e sinistras, com direção NNE-SSW a NE-SW (Vauchez e Egydio-Silva, 1992; Neves e Vauchez, 1995a; Vauchez *et al.*, 1995; Neves e Mariano, 1999; Neves *et al.*, 2000; Silva e Mariano, 2000; Archanjo e Fetter, 2004; Archanjo *et al.*, 2008; Hollanda *et al.*, 2010), associado a um volumoso magmatismo Neoproterozóico.

Foram propostos vários modelos de compartimentação geotectônica da Província Borborema, nas décadas de 70 e 80 com base em trabalhos regionais, tais como: Brito Neves (1975 e 1983), Almeida *et al.* (1977), Santos & Brito Neves (1984),

Jardim de Sá *et al.* (1988), Caby *et al.* (1991), dentre outros, onde foram propostas diferentes modelos sobre a evolução monocíclica ou policíclica da província.

Na década de 90 a Província Borborema foi interpretada por alguns autores como uma colagem de terrenos alóctones/exóticos (Jardim de Sá *et al.* (1992); Santos, (1995); Santos e Medeiros, (1999)). No Domínio da Zona Transversal quatro terrenos foram propostos: Rio Capibaribe, Alto Moxotó, Alto Pajeú e Piancó-Alto Brígida. Nesta concepção a região da folha Santa Cruz do Capibaribe estaria inserida no contexto do terreno Rio Capibaribe, enquanto sua porção noroeste faria parte do terreno Alto Moxotó (Figura. 2.2).

Contribuindo para a análise e aplicação do modelo de terrenos alóctones na porção norte da Província Borborema, Jardim de Sá *et al.* (1997) e Campelo (1999), a partir da integração e interpretação de dados gravimétricos sugeriram, algumas zonas de cisalhamento com potencial para serem consideradas como estruturas profundas/suturas, sendo elas: Patos, Sobral-Pedro II, Picuí-João Câmara, Remígio-Pocinhos, Senador Pompeu, Tauá e Portalegre. Dentre estas suturas, as três primeiras foram consideradas como mais prováveis de serem consideradas como suturas.

Nesta linha de abordagem, a partir de uma gama maior de dados e produtos Oliveira (2008) propôs a compartimentação da Província Borborema em domínios e subdomínios geofísicos-tectônicos,

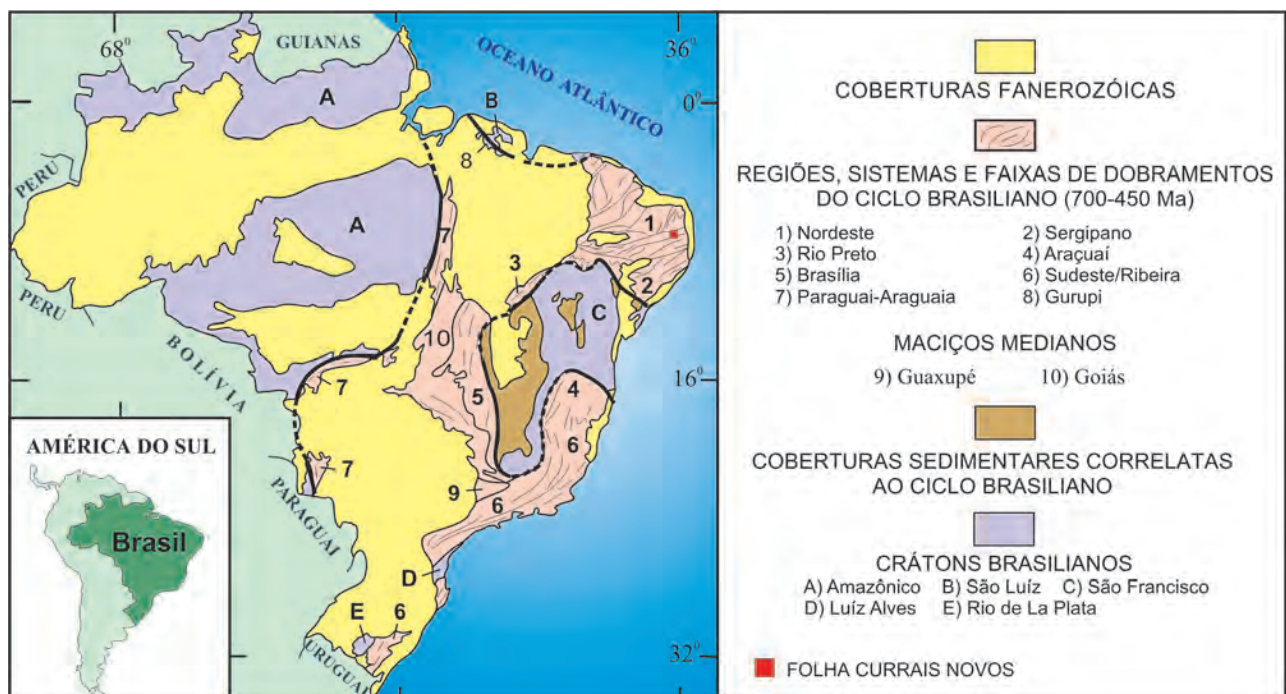


Figura 2.1 – Compartimentação do território brasileiro, segundo Schobbenhaus *et al.* (1984). A Província Borborema de Almeida *et al.* (1977 e 1981), compreende a Região de Dobramentos Nordeste e a Faixa Sergipana (áreas 1 e 2 na figura).

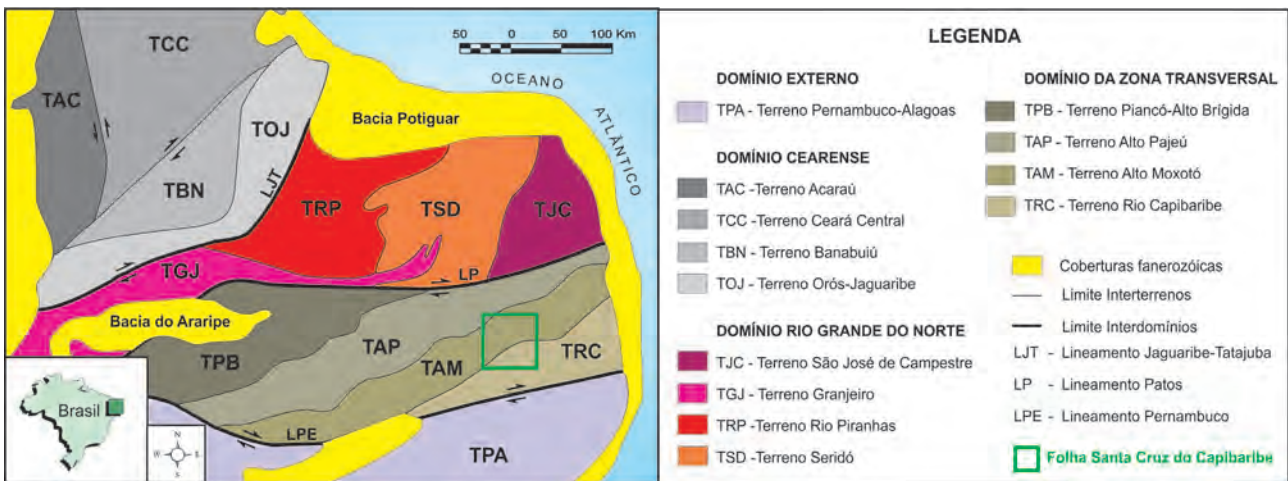


Figura 2.2 – Compartimentação do segmento central e norte da Província Borborema em domínios (ou super-terrenos) e terrenos tectono-estratigráficos, segundo Santos (1999 e 2000).

onde a Folha Santa Cruz do Capibaribe abrangeria segmentos dos subdomínios Alto Moxotó e Rio Capibaribe (Figura 2.3).

Durante a última década alguns pesquisadores têm discutido a relevância da aplicação do conceito de terrenos tectono-estratigráficos para a porção leste da Zona Transversal (Neves e Mariano, 1999; Mariano *et al.* 2001; Neves 2003; Neves *et al.* 2000, 2006, 2008, 2009a e 2009b) Conseqüentemente, discussões sobre a evolução crustal e tectônica para a Zona Transversal foram retomadas. Os trabalhos abordaram a significância de zonas de cisalhamento como limite de terrenos (Neves e Mariano, 1999), interpretações de dados isotópicos (Sm-Nd) em terrenos distintos (Mariano *et al.* 2001), análises litogeoquímicas comparativas entre unidades metassedimentares semelhantes e localizadas em terrenos tectono-estratigráficos vizinhos (Neves *et al.* 2009a) e novos dados geocronológicos (U-Pb) para diferentes terrenos

ao longo da porção leste da Zona Transversal (Neves 2003; Neves *et al.* 2000, 2006, 2009a e 2009b).

Considerando os modelos disponíveis na literatura, mapas geológicos da região, além da cartografia geológica e os dados obtidos neste trabalho (incluindo mapas aerogeofísicos, dados geocronológicos e metalogenéticos) a folha Santa Cruz do Capibaribe foi tratada como um segmento da porção centro leste do domínio da Zona Transversal, cujo limite é demarcado pelas zonas de cisalhamento Patos e Pernambuco (Figura. 2.4).

A geologia do Domínio da Zona Transversal é representada por ortognaisses e seqüências supracrustais agrupados em diferentes complexos e numerosos plútons neoproterozóicos.

O embasamento gnáissico dos subdomínios Alto Moxotó e Rio Capibaribe são caracterizados por ortognaisses migmatíticos, bandados de

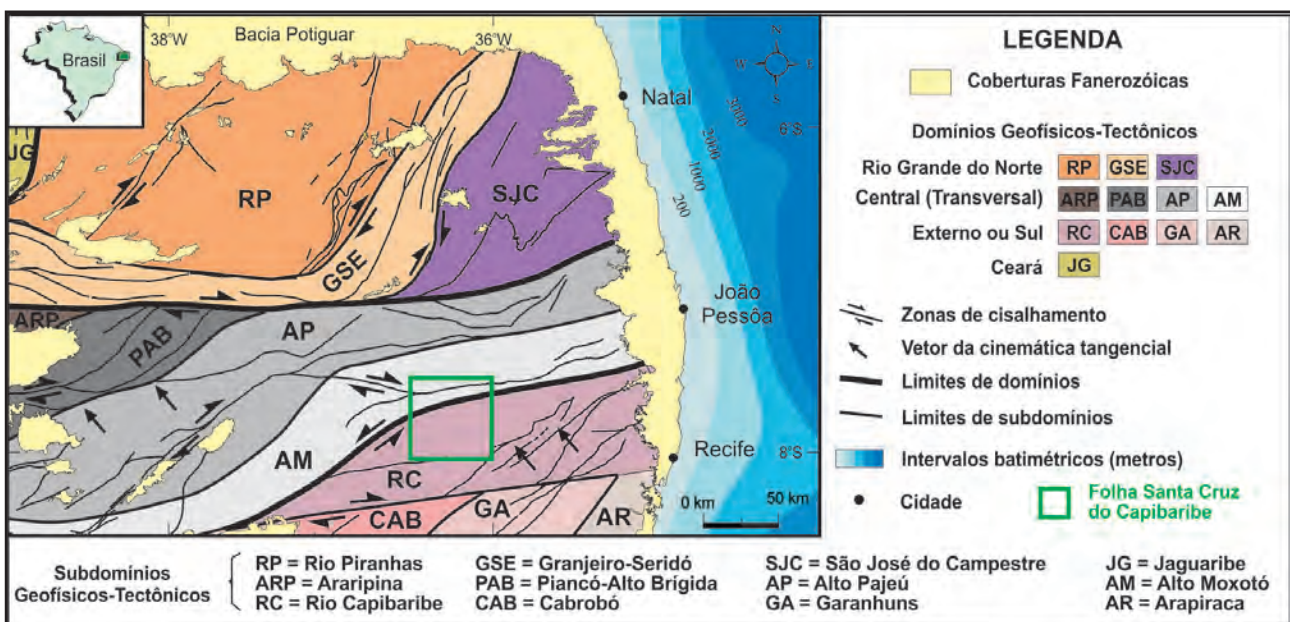


Figura 2.3 – Divisão da porção setentrional da Província Borborema em domínios/subdomínios geofísicos-tectônicos, segundo Oliveira (2008).

composição expandida, com termos monzodioríticos a graníticos sobrepostos por seqüências metavulcanossedimentares constituintes do Complexo Sertânia. Ambos são intrudidos por rochas félsicas e máficas também deformadas.

Datações U-Pb em zircão indicaram idades de cristalização dos protólitos em torno de 2,1Ga. (Santos, 1995; Van Schmus *et al.* 1995; Brito Neves *et al.* 2000, 2001; Sá *et al.* 2002; Santos *et al.* 2004; Neves *et al.* 2006). Alguns destes autores correlacionaram essas rochas à ambientes de arco vulcânico ou de margem continental ativa, levando em consideração as características geoquímicas (Santos, 1995; Sá *et al.* 2002). Neves *et al.* (2006) utilizaram datações U-Pb em zircão em torno de 2,05Ga., obtidas em camadas máficas de ortognaisses bandados, como idade de metamorfismo para o evento tectônico do Riáciano (Transamazônico). Datações SHRIMP U-Pb realizadas em metassedimentos do Complexo Sertânia obtiveram idades entre 2,1 e 2,0Ga. (Santos *et al.* 2004). No entanto, Neves *et al.* (2009b) obtiveram dados geocronológicos recentes para metassedimentos correlacionados ao Complexo Sertânia, sugerindo idades máximas de deposição em 642Ma.

No subdomínio Rio Capibaribe, alguns *augen* ortognaisses de composição granítica (1,5Ga.) e metanortositos (1,7Ga.) foram interpretados como rochas de ambiente continental intraplaca de idade paleo a mesoproterozóica (Sá *et al.* 2002; Accioly *et al.* 2000).

Diversas idades U-Pb em zircão em torno de 1000-970Ma foram obtidas em rochas metavulcânicas e metaplutônicas do subdomínio Alto Pajeú (Brito Neves *et al.* 1995; Van Schmus *et al.* 1995; Kozuch *et al.* 1997; Brito Neves *et al.* 2000; Kozuch (2003)

e Medeiros (2004). Esse evento foi denominado inicialmente de Orogenia Cariris Velhos, embora evidências de metamorfismo associado a este evento ainda não tenham sido relatadas na literatura.

Segundo Neves *et al.* (2006) a idade de cristalização em torno de 626Ma de leucossomas de paragnaisses migmatíticos com idades de deposição de 665Ma e a idade neoproterozóica (625Ma) de zircões magmáticos em camadas félsicas de ortognaisses bandados paleoproterozóicos no subdomínio Rio Capibaribe funcionaram como marcadores do evento metamórfico de alto grau no Ediacarano (610-630Ma), associado à Orogênese Brasileira. Esse evento metamórfico foi associado ao desenvolvimento da foliação de mergulho moderado a baixo observada no Domínio da Zona Transversal (Medeiros, 2004; Guimarães *et al.* 2004; Neves *et al.* 2005, 2006).

Dados geocronológicos e estruturais recentes demonstraram que o desenvolvimento das Zonas de Cisalhamento Patos e Pernambuco foi posterior à intrusão de plútons graníticos mais antigos do que 590Ma. (Guimarães e Silva Filho, 1998; Neves *et al.* 2000, 2004; Souza *et al.* 2006; Archanjo *et al.* 2008). Nesse sentido, o desenvolvimento das principais zonas de cisalhamento da Zona Transversal foi posterior a deformação e metamorfismo regional em torno de 610-630Ma.

O magmatismo granítico brasileiro/ediacariano também é comum na região, principalmente na forma de grandes batólitos e *stocks* tais como os plútons de Uruçu, Santa cruz, Machado, Toritama, Inácio Pereira, Marinho e Riacho Santo Antônio.

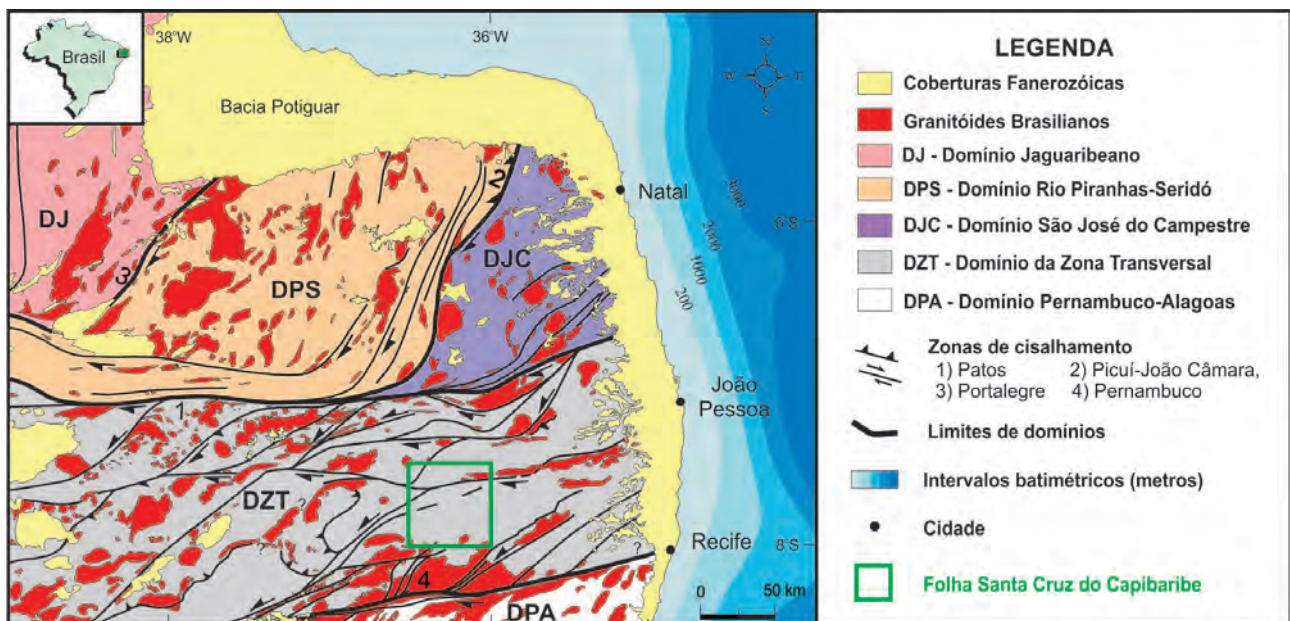


Figura 2.4 – Compartimentação tectônica utilizada no presente trabalho, segundo Medeiros 2011.

3 – UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS

As unidades geológicas foram descritas de acordo com o posicionamento estratigráfico, da mais antiga para a mais nova. Estas unidades estratigráficas estão relacionadas ao pré-cambriano da folha conforme ressaltado no Quadro 3.1 e na Figura 3.1. O posicionamento estratigráfico foi determinado através de relações estruturais e a partir de dados geocronológicos adquiridos no presente trabalho e/ou disponíveis na literatura. As unidades geológicas da folha estão inseridas no contexto geotectônico da Província Borborema, no Domínio da Zona Transversal. Neste domínio foram cartografados litotipos paleoproterozóicos (riaciano) dos complexos Floresta/Unidade Cabaceiras, Salgadinho e Vertentes. Essas unidades foram individualizadas de acordo com diferenças composicionais, texturais e/ou geocronológicas; e as supracrustais do Complexo Sertânia. Três unidades de idade estateriana/calimiana, representativas de um magmatismo anorogênico foram chamadas Suíte Serra da Taquaritinga, Suíte Carnoió e o Complexo Gabro-anortositico de Boqueirão. Rochas supracrustais ediacaranas do Complexo Surubim-Carolina, Complexo Sumé e granitóides ediacaranos (Gabro Uruçú, plútons Santa Cruz do Capibaribe, Machado, Toritama, Serra do Inácio Pereira, Marinho, Riacho Santo Antonio e Granitóides indiscriminados).

3.1 - EMBASAMENTO PALEOPROTEROZOICO

Ortognaisse paleoproterozoicos atribuídos a três diferentes complexos são cartografados na folha (Floresta/Unidade Cabaceiras, Vertentes e Salgadinho, (Figura 3.2). As principais diferenças entre o Complexo Salgadinho e o Complexo Vertentes são a frequente migmatização do primeiro e o seu caráter geralmente mais félsico, juntamente com a elevada percentagem modal de magnetita, enquanto o Complexo Vertentes é caracterizado por um bandamento centimétrico a decimétrico e raramente encontra-se migmatizado; já o Complexo Floresta/Unidade Cabaceiras é caracterizado por uma grande quantidade de intercalações de rochas máficas que não é observado nas outras duas unidades.

3.1.1 - Complexo Salgadinho (PP2sg)

Esse complexo foi inicialmente denominado como a unidade Py por Ferreira (2000) para definir os ortognaisse de composição granodiorítica, monzogranítica e sienogranítica migmatizados com intercalações de anfíbolito e leptito da área. Posteriormente estas rochas são definidas como Complexo Gnáissico-Migmatítico ($P\gamma m/P\gamma$), caracterizadas pela ocorrência de ortognaisse de composição granítica a tonalítica com porções migmatizadas (Santos *et al.*, 2002).

Angelim *et al.* (2004), durante a preparação do mapa geológico ao milionésimo do território nacional, utilizaram a denominação Complexo Salgadinho para as mesmas rochas descritas anteriormente por Ferreira (2000) e Santos *et al.* (2002). O termo Complexo Salgadinho foi mantido neste relatório devido à semelhança das rochas encontradas na área com aquelas previamente descritas na literatura por Angelim *et al.* (2004).

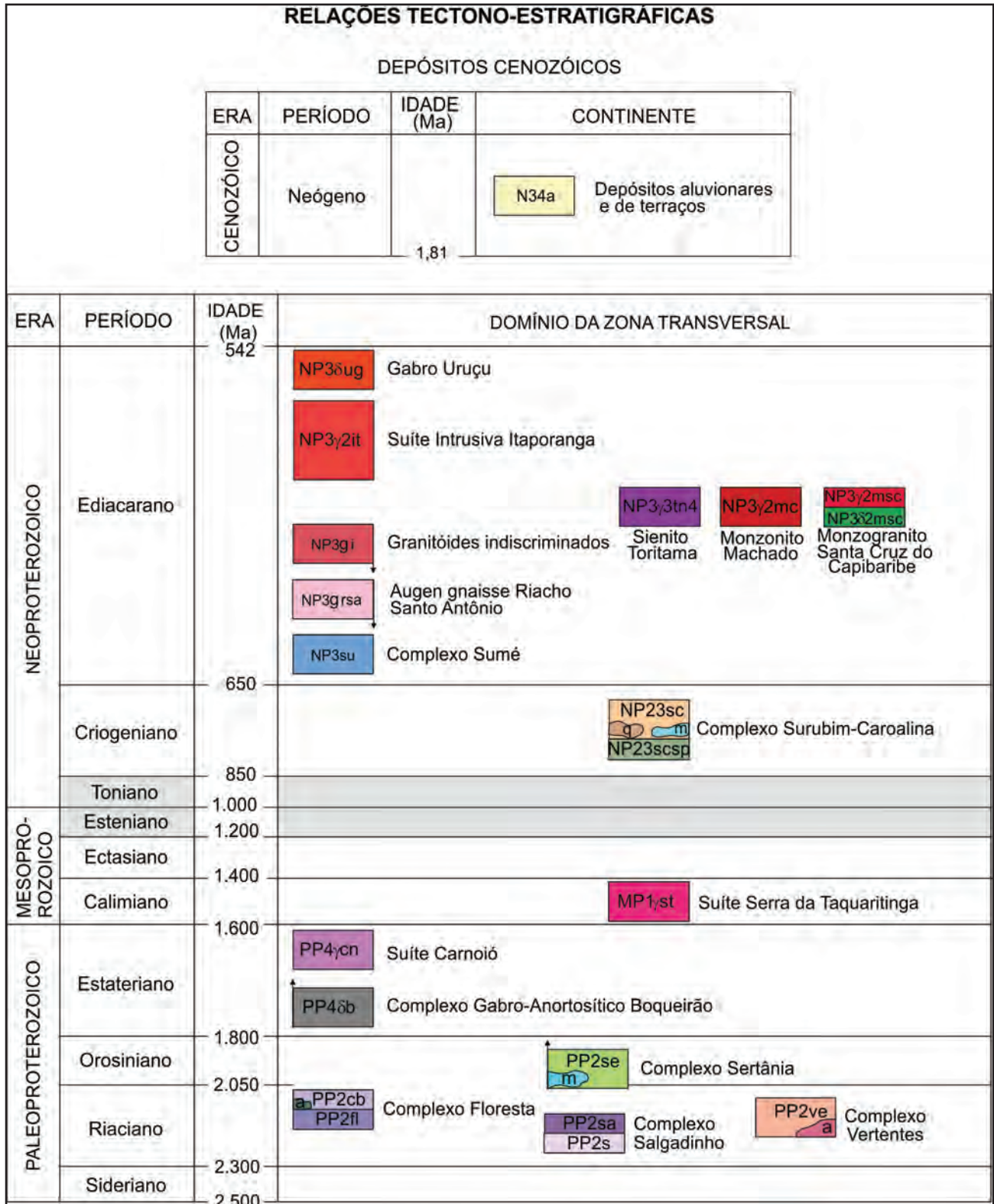
Esta unidade aflora na porção central da folha, constituindo uma faixa de direção aproximadamente NE - SW (Figura 3.2), sendo que as melhores exposições ocorrem entre a cidade de Barra de São Miguel e a localidade de Poço Fundo. Os afloramentos relacionados ao Complexo Salgadinho são encontrados em leitos de riachos ou sob a forma de lajedos com expressão topográfica positiva na região, especialmente na porção nordeste da folha (Serra Bonitinho).

Esse complexo é composto por hornblenda-biotita ortognaisse migmatíticos de composição sienogranítica a granodiorítica e alguns termos tonalíticos (Figura 3.3) com textura equigranular, granulação média a grossa e coloração variando de cinza esbranquiçada a rósea. Caracteristicamente desenvolve leucossomas graníticos de coloração rósea que podem seguir ou truncar a foliação. Enclaves de rochas metamáficas e bandas metamáficas, por vezes boudinados, são observados com frequência.

Em determinadas porções, esse ortognaisse possui bandamento gnáissico milimétrico a centimétrico caracterizado pela intercalação entre bandas enriquecidas em anfíbólio e biotita e bandas formadas por quartzo, plagioclásio e + feldspato potássico. Na maior parte dos afloramentos essa rocha possui bandamento migmatítico (Foto 3.1A e B) de ordem decimétrica, caracterizado pela intercalação entre o leucossoma quartzo-feldspático com magnetita e o mesossoma formado pelo hornblenda-biotita ortognaisse com poucos cristais de magnetita disseminados na matriz (Foto 3.1D). Em algumas porções, esses leucossomas são predominantes nos afloramentos, onde podem ser observados cristais de magnetita e anfíbólio com 1 a 3cm de comprimento (Foto 3.1D).

As rochas metamáficas (gabros, dioritos e/ou monzodioritos anfíbolitizados) são compostas essencialmente por anfíbólio, clinopiroxênio, plagioclásio, feldspato potássico e biotita, com titanita, calcita e apatita como acessórios. Elas ocorrem como boudins centimétricos a decimétricos com *necks* preenchidos por material quartzo-feldspático que geralmente causa uma K-feldspatização nestas (Foto 3.1C). Eventualmente, essas rochas ocorrem como camadas contínuas de espessura centimétrica.

Quadro 3.1 – Relações tectono-estratigráficas das unidades pré-cambrianas da Folha Santa Cruz do Capibaribe.



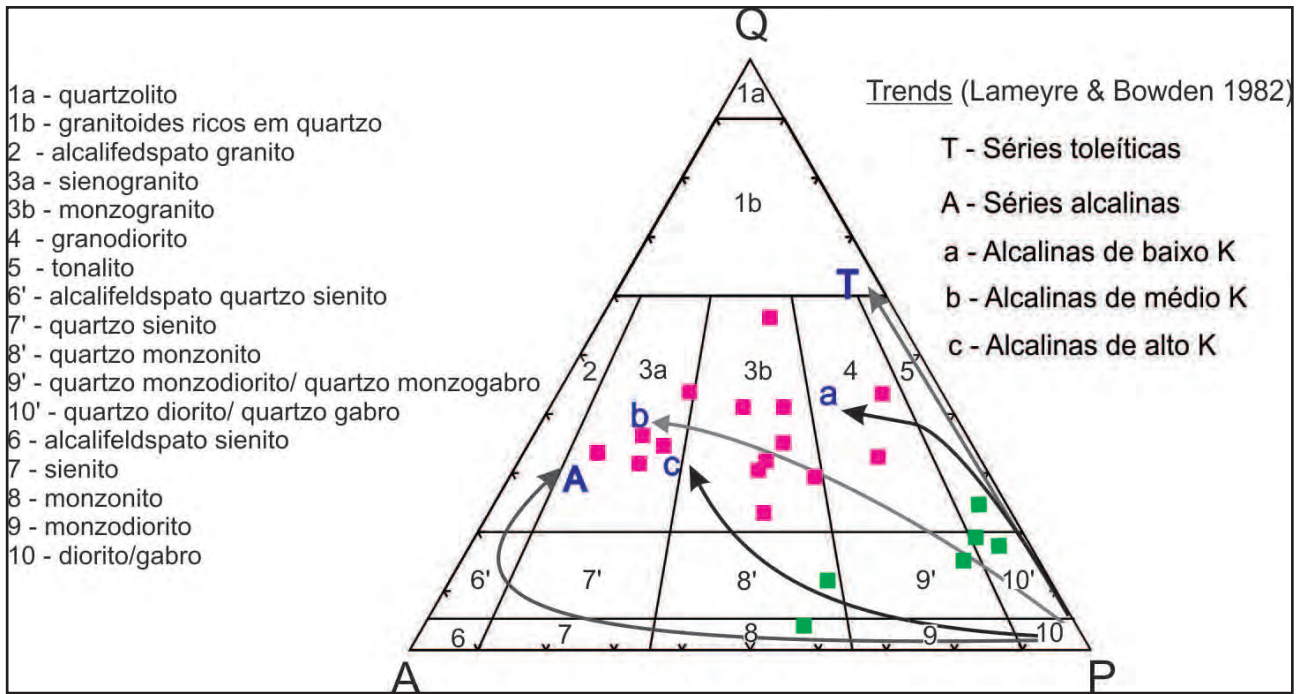


Figura 3.3 – Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) para as rochas do Complexo Salgadinho.

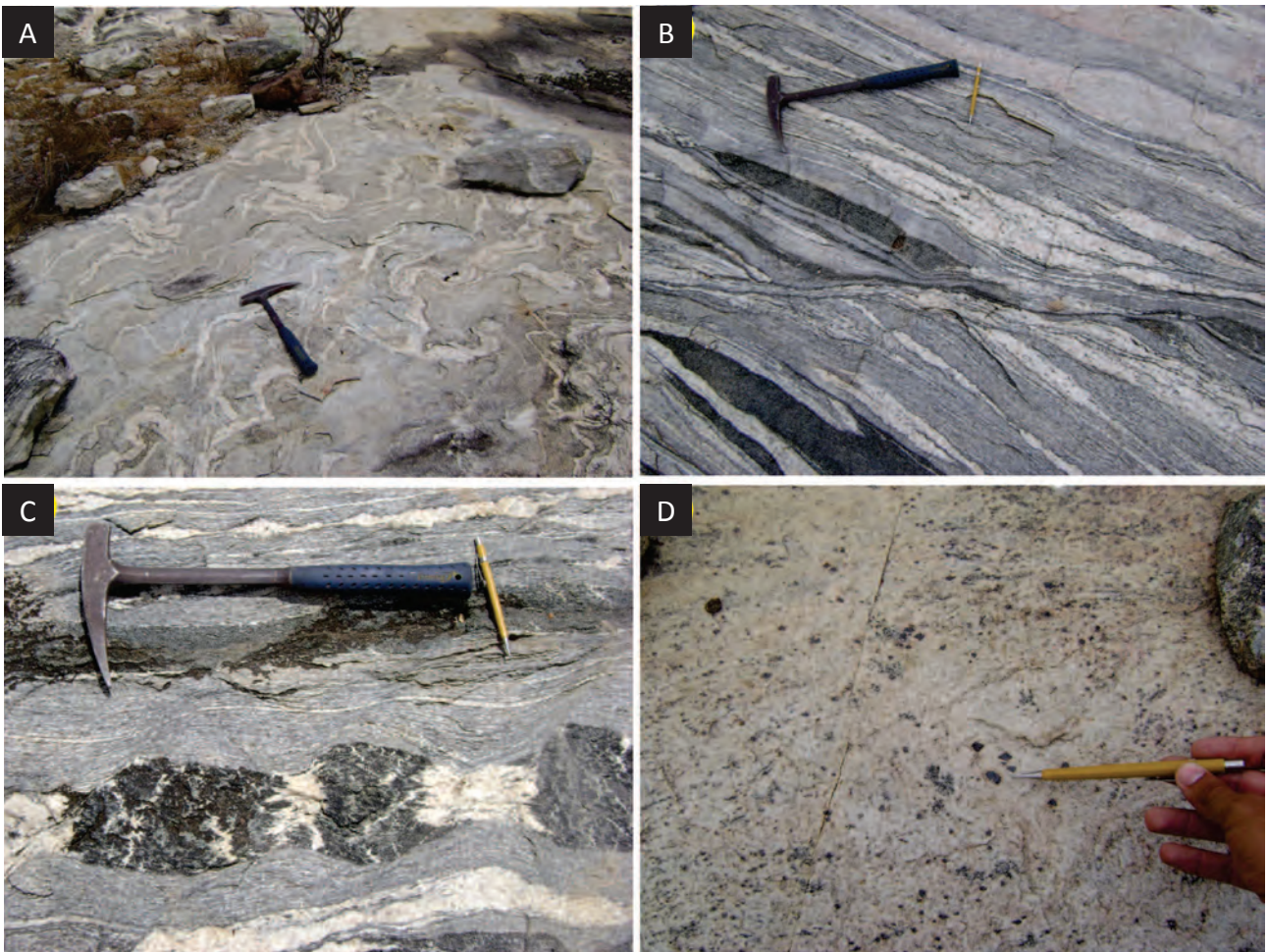


Foto 3.1 – Aspecto de campo em ortognaisse do Complexo Salgadinho (a) bandamento migmatítico (afloramento RS-157). (b) bandamento migmatítico caracterizado pela intercalação centimétrica de leucossomas graníticos com mesossoma formado por hornblenda-biotita ortognaisse. Nota-se a ocorrência de camadas centimétricas de rocha metamáfica (anfibilitos) e banda de cisalhamento dúctil sinistral; (c) boudins assimétricos em camada de rocha metamáfica, com necks preenchidos por material de composição granítica (afloramento RS-218). (d) Detalhe de leucossoma granítico repleto de cristais de magnetita em afloramento do Complexo Salgadinho (afloramento RS-155).

Em lâmina, a rocha se apresenta bastante deformada, evidenciada pela presença de matriz predominantemente quartzosa, plagioclásios com as maclas curvadas, biotitas fortemente dobradas e cristais de quartzo com extinção ondulante. A foliação penetrativa é definida por estiramento de quartzo e plaquetas de biotita, comumente esgarçadas, em alternância com bandas ricas em cristais de quartzo alongados associados a cristais de plagioclásios sericitizados e, em menor proporção, cristais de microclina.

A textura é granoblástica média inequigranular e a assembléia félsica é composta essencialmente por plagioclásio (10-35%), em cristais xenomórficos a hipidiomórficos provavelmente do tipo oligoclásio, às vezes compondo augens sigmoidais, alguns cristais com textura mirmequítica ou com fraturas com deslocamento. Em algumas seções delgadas exibem geminados múltiplos paralelos ao alongamento do mineral, indicando que os gnaisses teriam protólitos ígneos. Feldspato potássico (22-45%) do tipo microclina, em cristais xenomórficos a hipidiomórficos estirados e/ou compondo sigmoides (Foto 3.2A), usualmente com textura pertítica e algumas lamina se observa textura antipertítica (Foto 3.2C). Extinção ondulante e microfraturamento podem ser observados em alguns cristais. Quartzo (22-30%) que ocorre como cristais xenomórficos, alguns estirados no plano da foliação, em bandas como ribbons policristalinos e agregados de subgrãos (Foto 3.2B), cortando cristais xenomórficos de pertita. Quando em agregados de subgrãos com feldspatos, ocorrem circundando cristais alongados de pertita.

Na maior parte das lâminas a orientação de forma de quartzo, feldspatos e minerais máficos se dão através de contatos regulares que apontam a atuação de processos de cristalização e de recristalização no estado sólido. A biotita (10-27%), que é o máfico principal ocorre em palhetas grandes amarelas a amarronzadas e mais raramente verdes, com extinção ondulante e sempre orientadas na foliação (Foto 3.2D). Podem substituir a hornblenda. Localmente possui sobrecrecimento

de granada, consumindo-a. Anfibólio (2-4%) de cor verde (hornblenda) ocorre como cristais xenomórficos e pleocróicos (Foto 3.2D), segundo a foliação principal e comumente associada à biotita. A granada (0-3%) em cristais xenomórficos a hipidiomórficos coloridos em tons de rosa (provavelmente almandina), fraturados, pouco ou não orientada, associada aos agregados de biotita e anfibólio, comumente sobrecrecendo-os. Minerais opacos, possivelmente magnetita chegam a atingir entre 2 e 5% de algumas amostras. Epidoto, titanita, apatita, zircão são minerais acessórios frequentes e calcita pode ocorrer como mineral de alteração. Apesar das alterações mineralógicas, as texturas ígneas encontram-se muito bem preservadas.

A composição das bandas máficas varia de anfibolítica (essencialmente anfibólio cálcico (60-66%) clinopiroxênio (\approx 20%) e feldspato potássico (14-20%) e tonalítica, quartzo diorítica até quartzo monzonítica (plagioclásio (60-50%), quartzo (8-17%) anfibólio (8-17%) e feldspato potássico (2-6%)). Alguns enclaves maiores possuem bandamento definido por alternância algo difusa de níveis finos, mais pobres em quartzo, e de granulação média a grossa. Os cristais de anfibólio costumam estar alinhados paralelamente ao bandamento e observam-se junções triplíceis nos agregados de quartzo. Os cristais maiores de plagioclásio e anfibólio são provavelmente cristais ígneos reliquias (Foto 3.3A). Biotita assim como um anfibólio mais pálido parece substituir a hornblenda. Quartzo recristalizado e a cristalização de biotita, anfibólio substituindo antigos fenocristais máficos, evidenciam importante cristalização /recristalização metamórfica.

O clinopiroxênio (diopsído-hedenbergita?) foi identificado com concentração significativa (20%) nas amostras anfibolítica/gabróica, devendo tratar-se de um termo menos diferenciado da série. Titanita, apatita e zircão são fases acessórios. Biotita, clorita, calcita, epidoto e mica branca ocorrem como produtos de alteração da mineralogia essencial. Essa alteração sub-sólida (hidrotermalismo e/ou metamorfismo) é abundante e encontrada regionalmente.

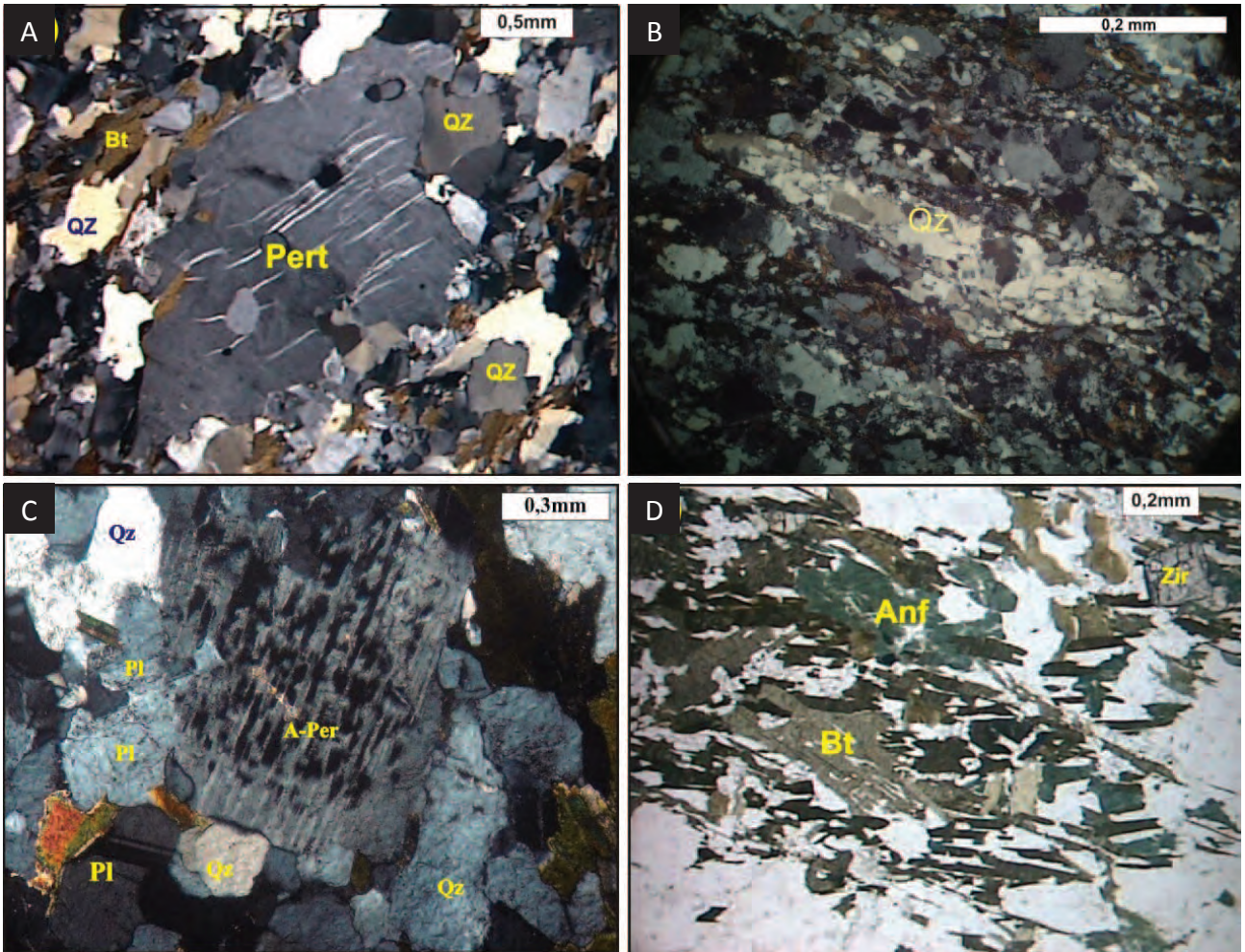


Foto 3.2 – (A) Detalhe de um Feldspato potássico pertítico (Pert) sigmoidal, com incipiente sombra de pressão; (B) Agregado de subgrãos de quartzo; (C) textura antipertítica (A-Per), além de finos cristais e plagioclásio (Pl) tabular e quartzo (Qz) xenomórfico. Fotos em nicóis cruzados; (D) Agregado máfico com cristais de biotita (Bt), anfibólio (Anf) e zircão (Zir). Nicóis paralelos.

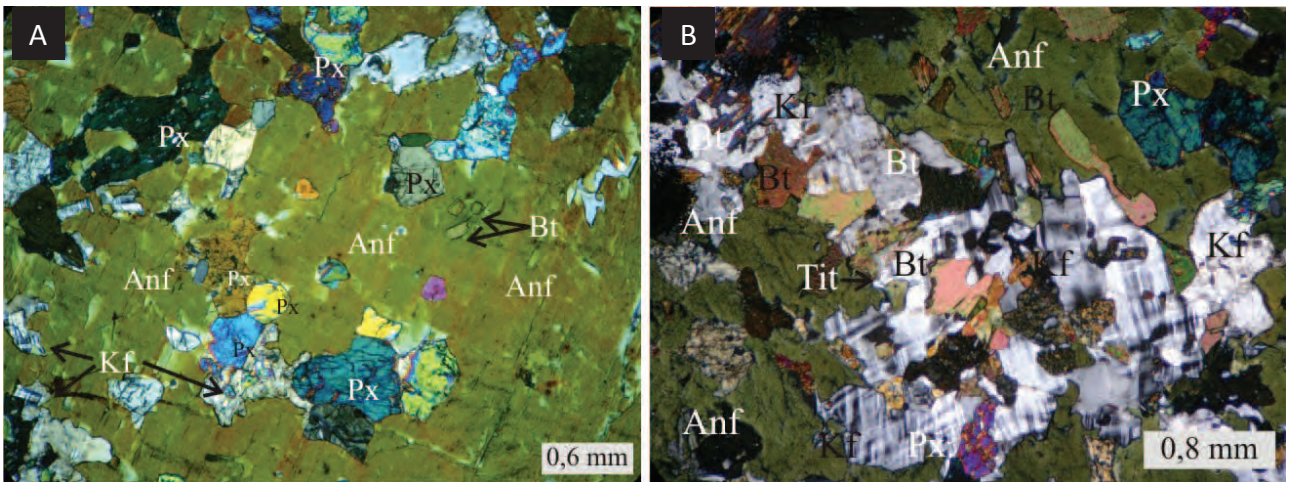


Foto 3.3 – Metamáfica do Complexo Salgadinho (A) megacristal de anfibólio (Anf) com inclusões de clinopiroxênio (Cpx), biotita (Bt) e feldspato potássico (Kf). Notar inclusões de clinopiroxênio formando ponto triplo; (B) Agregados de cristais intersticiais de feldspato potássico poiquilítico com inclusão de biotita e piroxênio. Notar mega cristal de anfibólio no contato com esse agregado, além de formação de titanita (Tit) nas bordas da biotita. (Fotos em nicóis cruzados).

Foram selecionadas oito amostras do mesossoma do ortognaisses migmatíticos do Complexo Salgadinho (Tabela 3.1). Os diagramas Harker para elementos maiores e elementos menores e traços como Zr, Th, e ETR foram utilizados (e não mostrados) para verificar a mobilidade produzida pela deformação e metamorfismo e nenhuma variação significativa foi observada.

Estas rochas apresentam certa variação nos conteúdos totais de SiO₂ (65,2–75,8%), Al₂O₃ (11,8–16,2%), com elevado conteúdo de álcalis (K₂O+Na₂O – 5,5–8,1%) e caráter sódico dominante, moderados valores de FeO_T (2,68–4,9) e CaO (1,0–4,4%) e baixos conteúdos em TiO₂ (0,2–0,5%) e MgO (0,21–1,2%). Em diagrama AFM projetam como cálcioalcalinas (Figura 3.4A), enriquecidas em álcalis. Mostram uma assinatura geoquímica metaluminosa a peraluminosa (Figura 3.4B), cálcioalcalina de médio a alto potássio (Figura 3.4 C).

No diagrama discriminante (Y+Nb) vs Rb (Figura 3.4D) as rochas analisadas se dispõem, principalmente, no campo de magmas gerados em arco vulcânico com duas amostras no limite com o campo ou do campo

dos granitóides tardi a pós-orogênicos, isso pode ser reflexo de uma provável participação de materiais crustais na gênese dessas rochas.

O padrão de distribuição de elementos traços normalizados em relação ao manto primitivo (Figura 3.5A) mostra enriquecimento em Ba, K, Th, La e Nd, La e anomalias negativas de Nb, Sr, P e Ti.

Os padrões de ETR normalizados em relação ao condrito (Figura 3.5B) mostram baixo conteúdo total de ETR (94–372 ppm) para estes ortognaisses. São padrões que indicam fracionamento moderado a forte (La/Yb)_N = 4–57), mostrando um rápido decréscimo do La ao Sm um perfil achatado na região dos terras raras pesados. Com raras exceções, as anomalias de Eu são discretas ou negligenciáveis

Dados de campo e a assinatura geoquímica dessas rochas mostram um caráter cálcio-alcalino similar aos granitos de arco, sugestivo de que estes ortognaisses podem ter sido originados durante um provável estágio de subducção relacionado ao evento Riachão. Dessa forma, esses ortognaisses representariam um estágio cedo tectônico à orogênese Transamazônica/Eburneana.

Tabela 3.1 – Resultados analíticos de rocha total para ortognaisses do Complexo Salgadinho.

	RS-155	RS-215	RS-218	RS-234	RS-323	RS-165	RS-313	RS-373
SiO ₂ (%)	68,27	73,14	68,78	75,79	70,27	66,11	71,03	65,22
Al ₂ O ₃	16,28	13,81	15	11,84	14,12	16,76	13,11	15,91
Fe ₂ O ₃	3,43	2,97	3,8	2,68	4,01	4,09	4,31	4,94
MgO	0,94	0,86	1,61	0,21	1,37	1,25	0,52	1,97
CaO	3,87	2,56	3,44	1,02	3,57	4,36	1,32	3,96
Na ₂ O	4,24	3,68	3,78	2,72	3,34	4,35	2,03	3,86
K ₂ O	1,80	2,29	2,43	4,68	2,21	1,81	6,10	2,59
TiO ₂	0,32	0,27	0,35	0,22	0,33	0,35	0,51	0,4
P ₂ O ₅	0,14	0,08	0,1	0,04	0,11	0,14	0,10	0,12
MnO	0,06	0,07	0,07	0,07	0,08	0,08	0,05	0,09
Cr ₂ O ₃	<0,002	<0,002	0,005	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	0,003
LOI+	0,5	0,1	0,4	0,4	0,4	0,5	0,5	0,7
Total	99,81	99,82	99,76	99,67	99,82	99,79	99,58	99,76
Ni (ppm)	2,00	1,30	14,80	0,90	1,90	6,70	2,30	5,80
Co	4,50	4,30	9,20	1,10	7,50	7,40	4,30	10,50
Sc	5,00	7,00	8,00	4,00	11,00	8,00	5,00	11,00
V	18	34	53	<8	70	40	18	74
Cu	2,8	3,9	2,6	11,9	4,6	12,1	16,8	5,2
Pb	3,1	1,6	2,9	6,1	1,4	1,6	8,8	2,4
Zn	51	43	51	40	38	65	45	57
Sn	<1	1	2	3	1	1	2	2
Mo	0,1	3,8	0,1	0,2	2,9	0,8	13,2	2,3
Be	2	1	2	1	1	1	2	2
Rb	72,2	60,5	73,5	78,1	71	47,7	248	76,4

Tabela 3.1 – Resultados analíticos de rocha total para ortognaisses do Complexo Salgadinho. (Continuação)

	RS-155	RS-215	RS-218	RS-234	RS-323	RS-165	RS-313	RS-373
Cs	0,5	0,4	0,9	0,4	0,6	0,5	0,9	1,1
Ba	602	924	947	1731	900	643	665	879
Sr	686,8	256	417,1	127,8	274,4	580,2	158,6	320,5
Ga	18,3	12,9	17,1	13,8	13,5	18,2	19,2	17,4
Ta	0,2	0,4	0,6	1,3	0,4	0,2	2,8	0,6
Nb	10,4	7,7	9,1	14,7	7,8	4,5	44,3	11,6
Hf	4,1	3,6	4,7	11,1	3,3	2,3	16,5	4,7
Zr	147,1	127,4	157,3	375,2	109,1	89,2	561,8	174,2
Y	6,3	14,9	14,4	92,6	15	11,3	58,7	22
Th	11,2	7,4	9	12,1	6,2	3,5	96,4	7,5
U	0,7	0,8	2,1	3,7	1	0,7	6,6	1,2
La	45,4	30,1	25,1	67,3	23,6	20,4	343,4	34,1
Ce	81,3	60,1	46,1	146,6	45,7	39,9	633,9	64,3
Pr	8,87	6,39	5,48	18,1	4,88	4,82	69,51	7,39
Nd	28,9	21,5	18,7	67,7	16,9	17,9	232,5	25,3
Sm	3,65	3,58	3,63	13,55	2,64	2,99	32,67	4,59
Eu	1,22	0,71	0,79	1,67	0,65	0,87	2,39	1,01
Gd	2,16	2,72	2,86	12,65	2,14	2,26	20,16	4
Tb	0,28	0,46	0,47	2,37	0,37	0,35	2,85	0,64
Dy	1,2	2,33	2,34	14,07	2,09	1,88	12,86	3,64
Ho	0,22	0,51	0,51	3,29	0,46	0,38	2,06	0,81
Er	0,54	1,53	1,53	10,23	1,45	1,08	5,23	2,35
Tm	0,08	0,24	0,22	1,67	0,24	0,18	0,7	0,35
Yb	0,53	1,62	1,5	11,61	1,72	1,02	4,15	2,56
Lu	0,09	0,24	0,23	1,73	0,28	0,16	0,54	0,38
ΣETR	174,44	132,03	109,46	372,54	103,12	94,19	1362,92	151,42
Eu/Eu*	1,34	0,7	0,75	0,39	0,84	1,03	0,29	0,72
La _n /Yb _n	57,11	12,39	11,16	3,86	9,15	13,33	5,52	8,88
La _n /Sm _n	7,65	5,17	4,25	3,06	5,5	4,2	0,65	4,57
Ce _n /Yb _n	39,01	9,44	7,82	3,21	6,76	9,95	3,88	6,39
Ce _n /Sm _n	5,23	3,94	2,98	2,54	4,06	3,13	0,46	3,29
Eu _n /Yb _n	6,28	1,25	1,5	0,41	1,08	2,44	1,65	1,13

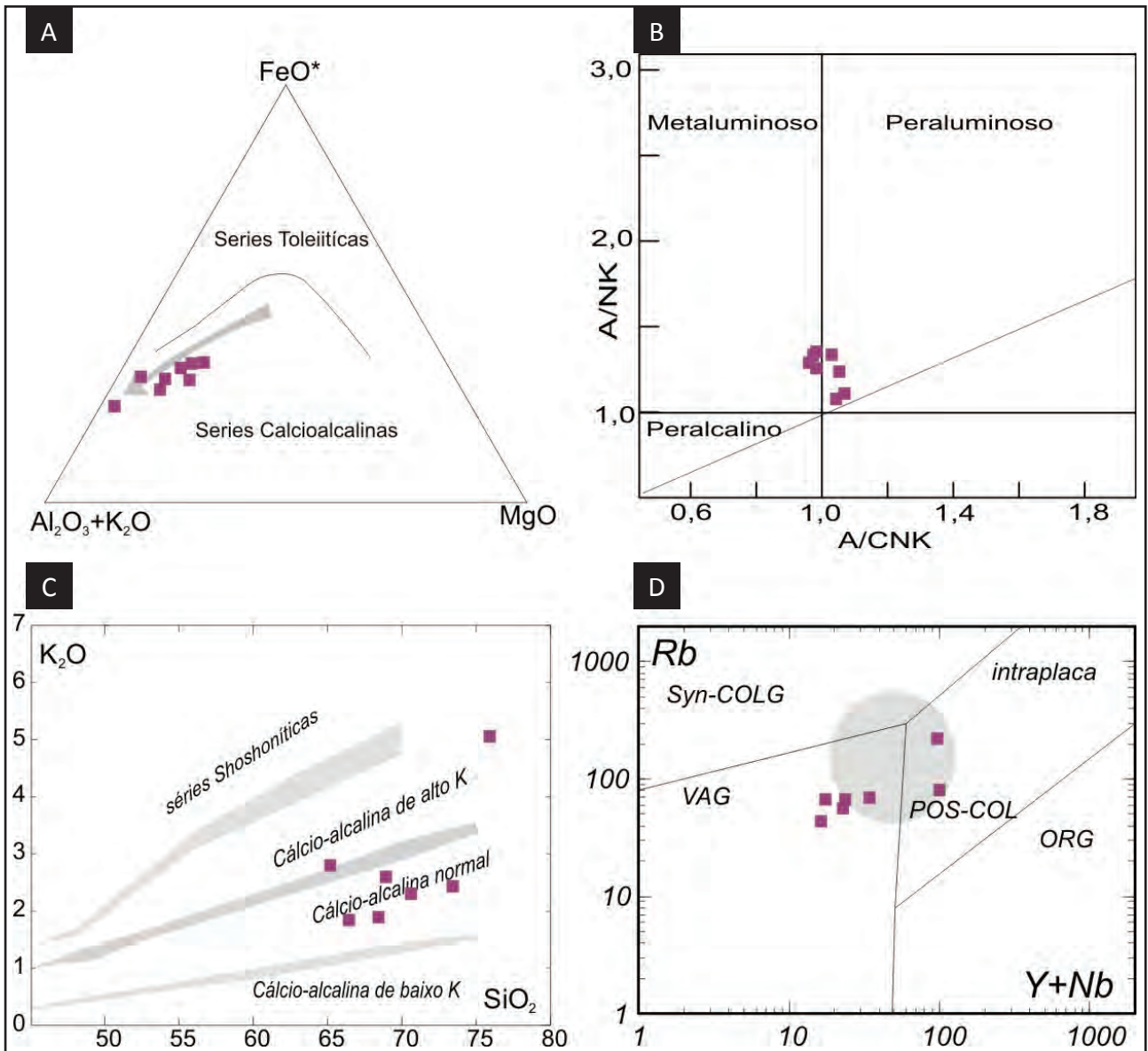


Figura 3.4 – Diagramas de classificação química para os ortogneisses do Complexo Salgadinho: (A) AFM curva de Irvine & Baragar (1971); (B) Índices de Shand, expressos em diagrama de Maniar & Piccoli (1989), caracterizando o grau de saturação em alumina; (C) Na_2O vs K_2O de Peccerillo & Taylor (1976 mostrando o caráter cálcio-alcalino); (D) discriminantes de ambiente tectônico, cujos campos são aqueles propostos por Pearce (1996).

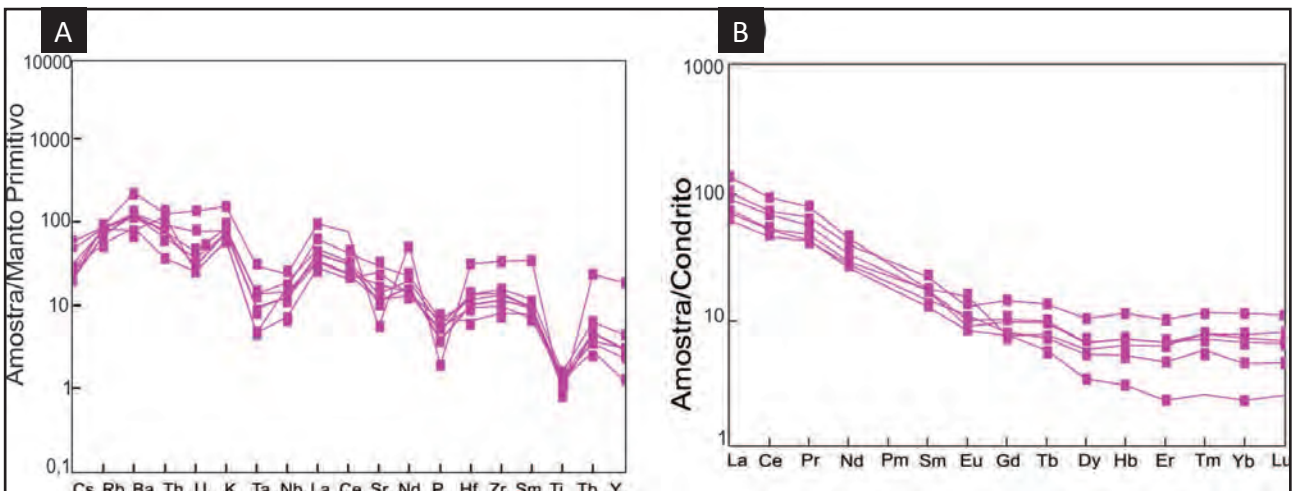


Figura 3.5 – (A) Diagrama multielementar expandido de concentrações de elementos incompatíveis normalizados em relação ao Manto Primitivo (Sun & McDonough, 1989) (B) Padrão ETR normalizado para o condrito (Nakamura, 1974).

Datações geocronológicas foram realizadas no laboratório de Estudos Geocronológicos, Geodinâmicos e Ambientais da Universidade de Brasília, através do método U-Pb (LA-ICP-MS, laser ablation) em 26 zircões do mesossoma do ortognaisse do Complexo Salgadinho (Tabela 3.2), a amostra foi coletada na pedreira próxima a localidade Pará a SW da cidade de Santa Cruz do Capibaribe. Na Figura 3.6 encontram-se detalhadas a localização em mapa e fotos do afloramento RS-234, onde foi coletada a amostra para datação.

As frações de zircão analisadas são concordantes e se agruparam muito próximo a concórdia com intercepto superior a $2183 + 8,7$ Ma, interpretados como a idade de cristalização da rocha e zircões de idades de $604 + 20$ Ma, no intercepto inferior (Figura 3.7) que foram considerados como idade de deformação da rocha no Neoproterozóico.

Neves *et al.* (no prelo) realizaram uma datação pelo método U-Pb na folha Surubim na

localidade tipo pelo método U-Pb e obtiveram uma idade aparente de 2057 ± 20 Ma, que foi considerada como idade de cristalização dessa rocha. A diferença entre as idades podem refletir a presença de mais de um pulso magmático na geração destas rochas especialmente se levarmos em consideração que a porção aflorante na folha Surubim é muita mais félsica que na folha Santa Cruz do Capibaribe.

Duas amostra do ortognaisse Salgadinho (RS-155 e RS-313) foram analisadas pelo método Sm-Nd (rocha total) que apontou para esta rocha idades modelos (Tdm) entre 2,65 e 2,62 Ga, com valores de $\epsilon Nd^{(0)}$ variando de -38,59 e 34,45. Os valores de ϵNd foram recalculados para a idade considerada de cristalização (2,183 Ga) dessa unidade e apresentaram valores levemente negativos entre -5,03 e -3,92. Estes valores sugerem a contribuição de materiais crustais ou um retrabalhamento de fontes crustais arqueanas.

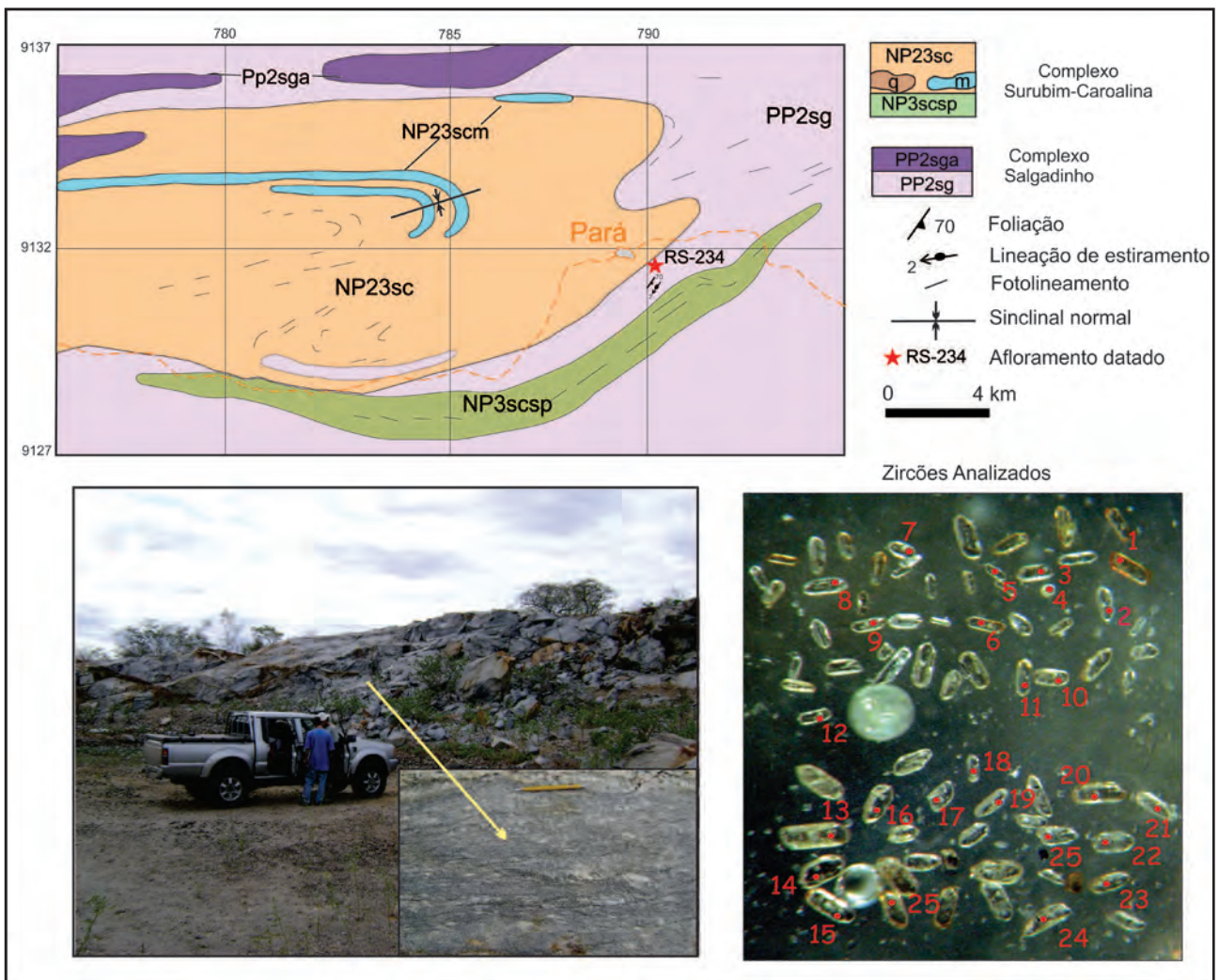


Figura 3.6 – Mapa geológico da área de amostragem para datação do ortognaisse do Complexo Salgadinho, mostrando fotos do afloramento e dos zircões datados. A estrela vermelha representa o ponto de amostragem (Afloramento RS-234).

Tabela 3.2 – Dados U-Pb do mesossoma do ortogneisse granítico do Complexo Salgadinho (amostra RS-234).

Grão. spot	f206 (%)	Th/U	Razões										Idades Aparentes				
			$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 δ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 δ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 δ (%)	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	(Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	(Ma)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	(Ma)	Conc. (%)
z01	0,11	0,03	18134	0,084467	0,91	1,528	1,65	0,131159	1,38	0,67	1303	18	941	10	794	10,31	60,96
z02	0,11	0,18	13927	0,130665	0,82	6,313	1,85	0,350420	1,65	0,74	2107	14	2020	16	1937	27,67	91,92
z03	0,10	0,13	16721	0,122891	0,85	4,356	1,93	0,257055	1,73	0,86	1999	15	1704	16	1475	22,78	73,79
z04	0,10	0,14	16151	0,127211	1,29	5,418	3,79	0,308895	3,56	0,92	2060	23	1888	32	1735	54,15	84,24
z05	0,05	0,22	27183	0,135319	0,69	7,018	1,47	0,376155	1,29	0,74	2168	12	2114	13	2058	22,79	94,93
z06n	0,07	0,17	17595	0,134927	0,68	7,367	1,74	0,395973	1,60	0,79	2163	12	2157	16	2150	29,21	99,42
z07	0,06	0,26	25885	0,135052	0,57	7,320	1,19	0,393100	1,05	0,74	2165	10	2151	11	2137	19,13	98,73
z08	0,17	0,00	10511	0,060107	2,39	0,825	3,19	0,099505	2,11	0,66	607	52	611	15	612	12,33	100,67
z09	0,04	0,24	34216	0,136604	0,60	7,470	1,59	0,396593	1,47	0,81	2185	11	2169	14	2153	26,96	98,57
z10	0,05	0,24	20835	0,136052	0,66	7,647	1,16	0,407654	0,95	0,67	2178	11	2190	10	2204	17,73	101,22
z11	0,08	0,20	18295	0,135226	0,76	7,311	1,55	0,392137	1,35	0,71	2167	13	2150	14	2133	24,60	98,42
z13	0,08	0,07	20749	0,114581	1,02	3,241	2,16	0,205160	1,91	0,72	1873	18	1467	17	1203	20,96	64,22
z14	0,07	0,22	21966	0,136601	0,61	7,233	1,32	0,384043	1,18	0,77	2185	11	2141	12	2095	21,02	95,91
z15	0,04	0,15	44167	0,131900	0,96	5,909	2,05	0,324918	1,81	0,85	2123	17	1963	18	1814	28,65	85,41
z16	0,04	0,23	37576	0,136330	0,61	7,331	1,42	0,390023	1,28	0,81	2181	11	2153	13	2123	23,13	97,33
z17	0,02	0,23	239834	0,133987	0,65	6,975	1,35	0,377571	1,18	0,77	2151	11	2108	12	2065	20,87	96,00
z18	0,05	0,17	27955	0,134083	0,57	7,058	1,33	0,381771	1,20	0,80	2152	10	2119	12	2085	21,38	96,86
z19	0,05	0,17	34123	0,125644	0,97	5,114	1,92	0,295208	1,66	0,84	2038	17	1838	16	1668	24,39	81,83
z20	0,07	0,17	24058	0,129251	0,74	5,471	1,52	0,306995	1,33	0,78	2088	13	1896	13	1726	20,15	82,67
z21	0,03	0,20	169154	0,135750	0,64	7,126	1,40	0,380706	1,25	0,80	2174	11	2127	12	2080	22,16	95,67
z22	0,05	0,17	29712	0,134061	0,72	6,969	1,36	0,377000	1,15	0,73	2152	13	2107	12	2062	20,30	95,84
z23	0,07	0,16	20188	0,134826	1,20	7,180	2,64	0,386256	2,35	0,87	2162	21	2134	24	2105	42,26	97,39
z24	0,03	0,20	48806	0,133861	0,61	6,586	1,26	0,356814	1,10	0,76	2149	11	2057	11	1967	18,70	91,52
z25	0,06	0,17	31060	0,129885	0,62	5,456	1,23	0,304667	1,06	0,75	2096	11	1894	11	1714	15,92	81,78
z26	0,17	0,02	9972	0,091555	1,11	1,766	1,89	0,139904	1,53	0,64	1458	21	1033	12	844	12,10	57,89
z27	0,04	0,27	42787	0,135533	0,68	7,062	1,42	0,377902	1,25	0,80	2171	12	2119	13	2066	22,07	95,19

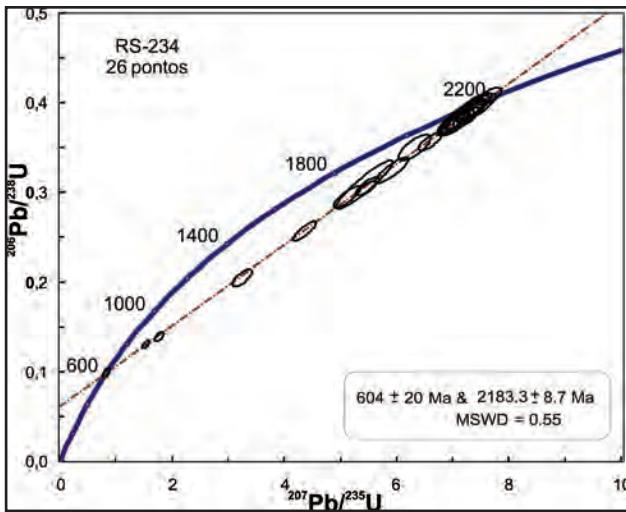


Figura 3.7 – Diagrama concórdia U-Pb de amostra (RS-234) do ortognaisse do Complexo Salgadinho.

3.1.1.1 - Complexo Salgadinho - Augen Gnaisse (PP2sga)

Os *augens* gnaisses do Complexo Salgadinho ocorrem como corpos alongados com direção E-W

(Figura 3.2) distribuídos na porção oeste da folha próximo as localidades de Macaco, Carrapicho e Bandeiras e a nordeste de Allcantil (PB).

Caracterizam-se comumente como um biotita *augen* granito gnaisse de composição sienogranítica a monzogranítica com granulação grossa a muito grossa, às vezes apresentando uma foliação de caráter milonítico a protomilonítico marcadas por *augens* sigmoidais de feldspato potássico com até 3 cm de comprimento (Fotos 3.4A e 3.4B), as vezes apresentando indicadores dextrais (Foto 3D). A foliação é definida pela orientação de minerais micáceos (principalmente biotita) e estiramento de quartzo e feldspato, inequigranular, localmente esta foliação aparece dobrada.

Em lâmina a textura é granoblástica/porfiroblástica e observa-se uma forte foliação marcada pela orientação dos cristais lamelares de biotitas, dos porfiblastos/*augens* de feldspatos e quartzo e localmente têm-se feições miloníticas. A assembléia félsica é composta essencialmente por plagioclásio (10-25%), em cristais hipidiomórficos geminados desenvolvendo *mirmequitas* nos contatos com o feldspato potássico, sendo possivelmente um

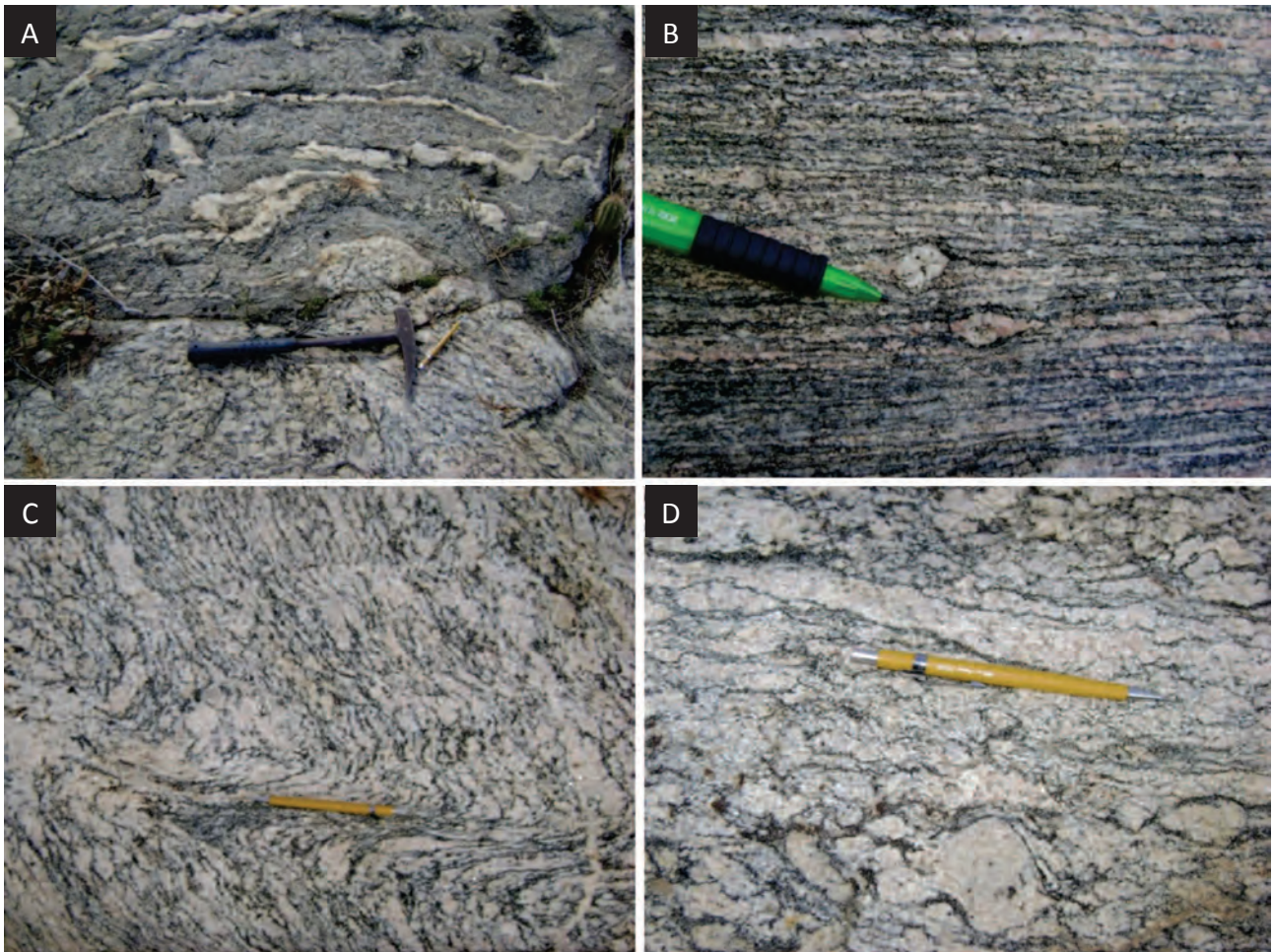


Foto 3.4 – (A) Biotita gnaisse migmatizado, com intercalações de leucossoma granítico em contato com o biotita *augen* gnaisse. Afloramento RS-302 13 km a NW de Santa Cruz do Capibaribe (PE); (B) Biotita *augen* gnaisse granítico milonitizado. Afloramento RS-380; (C) Augen gnaisse salgadinho com foliação de baixo ângulo afetada por dobras suaves. Afloramento RS-291 na localidade de Carrapicho; (D) Augen gnaisse salgadinho apresentando uma foliação milonítica com indicadores dextrais (S/C) Afloramento RS-291 na localidade de Carrapicho.

oligoclásio, via de regra ocorrem compondo augens com geminação polissintética e extinção ondulante; feldspato potássico é fase mineral dominante (20-55%), do tipo microclina, ocorrendo em cristais/porfiroblastos xeno-hipidiomórficos deformados/quebrados com textura mortar, podendo mostrar ainda textura pertítica (Foto 3.5A) e por quartzo (22-30%) que ocorre como cristais xenomórficos, alguns estirados e/ou compondo augens no plano da foliação, e com extinção ondulante (Foto 3.5B). A biotita (17-27%), que ocorre em cristais lamelares de cor amarela e com pleocroísmo em tons de marrom avermelhado, usualmente com inclusões de pequenos cristais de titanita e zircão, por vezes alterando-se/desestabilizando-se para muscovita (3%), é o máfico essencial (Foto 3.5C). Titanita (3%) em cristais hipidiomórficos de cor marrom claro e essencialmente inclusos em biotitas, granada em pequenos cristais hipidiomórficos apatita e zircão em pequenos cristais idiomórficos, são acessórios.

3.1.2 - Complexo Vertentes (PP2ve)

O Complexo Vertentes tem sido caracterizado na literatura como uma unidade geológica de caráter metavulcano-sedimentar composto por rochas metavulcânicas máficas e intermediárias, com uma fácies peculiar de gnaisses bandados com alternância de material vulcânico máfico-intermediário e pelítico, de expressiva regularidade de leitos, sugerindo uma sedimentação turbidítica com componente vulcânica de provável idade mesoproterozóica (Santos & Medeiros, 1999; Ferreira & Santos, 2000; Gomes, 2001). No entanto estudos realizados por Neves *et al.* (2000), Sá *et al.* (2002) e Neves *et al.* (2005) demonstraram que todas estas ocorrências são de ortognaisses, com as idades dos protólitos sendo paleoproterozóica (Sá *et al.*, 2002; Neves *et al.*, 2006a). Com base nestes dados e em dados recentes de análises geoquímicas e mapeamento geológico-estrutural, obtidos na folha Santa Cruz do Capibaribe, Brasilino *et al.* (2008) redefiniram o Complexo Vertentes como uma unidade paleoproterozóica composta por ortognaisses bandados e granada-biotita-anfibólio gnaisses.

As rochas desse complexo são identificadas no sudeste e extremo sudoeste da folha (Figuras 3.1 e 3.2). Na porção sudeste da área, entre as cidades de Taquaritinga e Vertentes (PE), os litotipos que compõem o ortognaisse bandado são identificados com feições ígneas sugestivas de mistura de magmas (Foto 3.6A.).

No extremo sudoeste da folha, próximo a cidade de Jataúba (PE) a migmatização é comum, caracteristicamente desenvolvendo leucossomas graníticos a pegmatíticos de coloração rósea que podem seguir ou truncar a foliação.

Os ortognaisses deste complexo apresentam um bandamento regular, de ordem centimétrica a decimétrica (Foto 3.6B). Caracterizado pela alternância de camadas félsicas cinza claro, equigranular, com granulação média e composição monzogranítica a tonalíticas. Possui camadas máficas de granulação fina a média, coloração cinza-esverdeada escura e composição predominantemente quartzo diorítica a quartzo monzodiorítica, mas podendo evoluir até composições tonalíticas.

A assembléia mineralógica é formada por plagioclásio (30-60%), quartzo (5-32%), feldspato alcalino (5-29%). O mineral máfico predominante é a biotita (8-18%), mas ocorrem também termos com anfibólio, em geral com percentual expressivo (5-20%). Granada, titanita, apatita, zircão, minerais opacos e raramente allanita são as fases acessórias. A titanita e os minerais opacos, por vezes, atingem individualmente 2% do total da amostra. Sericita, clorita, epidoto e carbonato são minerais de alteração. O plagioclásio ocorre como cristais hipidiomórficos zonados com geminados múltiplos paralelos ao alongamento do mineral, indicando que os gnaisses teriam protólitos ígneos (Foto 3.7A), mas a maior parte dos cristais são xenomórficos, podendo ter formas oclares a alongadas. Geminado múltiplos albita e/ou periclina são comuns. Quartzo mostra intensa recristalização, ocorre como cristais estirados policristalinos ou não, mostrando extinção ondulante e, como agregados de subgrãos. A biotita ocorre como palhetas, desenhando a foliação, algumas mostrando "kink bands", em agregados máficos junto com hornblenda ou, como

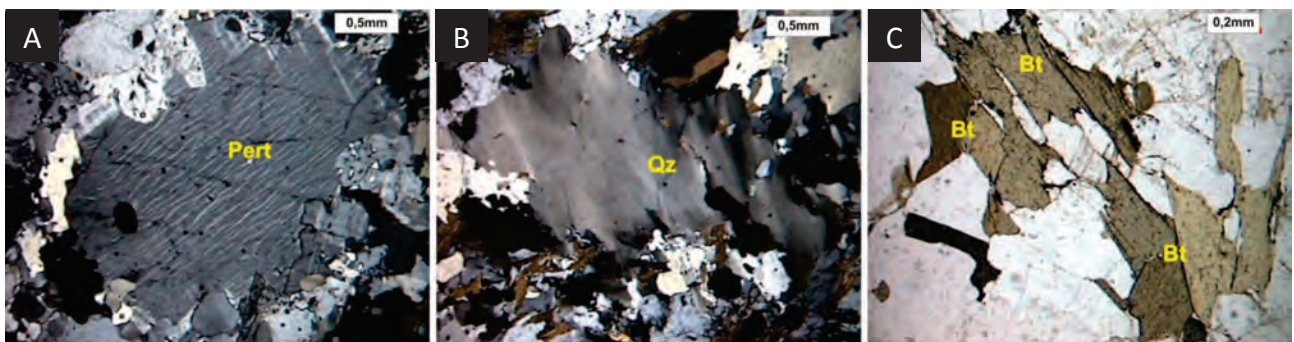


Foto 3.5 (A) Porfiroblasto sigmoidal de K-feldspato pertítico (Pert); (B) Detalhe de quartzo (Qz) com forte extinção ondulante e textura de subgrãos (nicóis cruzados); (C) Paragênese máfica dominante com cristais lamelares de biotitas (Bt), nicóis paralelos.

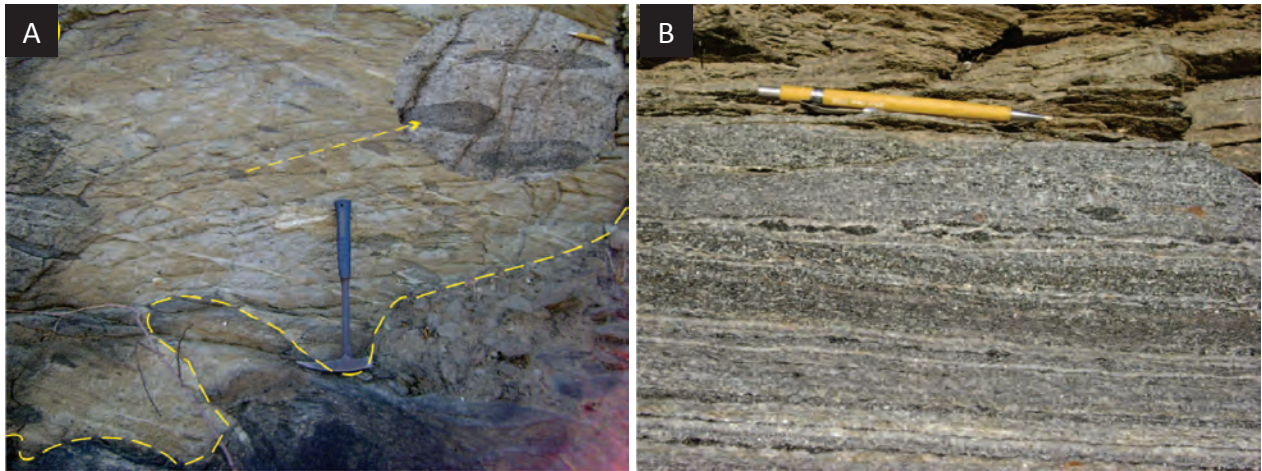


Foto 3.6 – Complexo Vertentes: (A) Feições ígneas sugestivas de mistura de magmas (contato lobada da rocha de composição diorítica com a rocha de composição granítica e enclaves máfico dioríticos), afloramento RS-295 NE de Taquaritinga (PE); (B) Ortognaisses com bandamento regular decimétrico e finas bandas ricas em anfibólio boudinadas, Afloramento RS-128 entre Taquaritinga e Santa cruz do Capibaribe (PE).

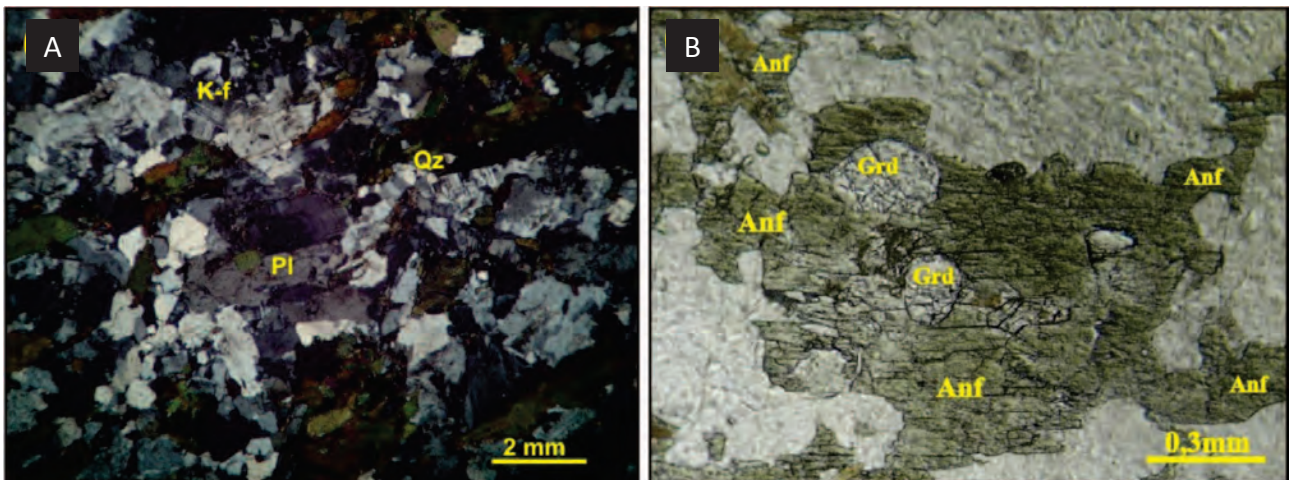


Foto 3.7 – (A) Cristal anedral de plagioclásio zonado (Pl), com inclusão de biotita, mantendo por agregados de cristais de quartzo recristalizados.; (B) Cristais de granada (Grd) do tipo grossulária inclusas em cristais de anfibólio (Anf).

produto de alteração da hornblenda. Microclina ocorre como cristais xenomórficos de tamanho variado. A hornblenda ocorre como cristais xenomórficos a hipidiomórficos com tamanho variado. A granada de origem metamórfica se apresenta como porfiroblastos fraturados (Foto 3.7B) e com preenchimento por opacos+plagioclásio+clorita, tende a englobar parcialmente os cristais de plagioclásio e anfibólio da matriz. Epidoto e titanita são abundantes nas bandas máficas como produto de desestabilização de anfibólio

Dados litogeoquímicos para o Complexo Vertentes são apresentados por Sá *et al.* (2002) e complementados por análises adicionais apresentadas na Tabela 3.3. As amostras mostram uma variação no teor de sílica entre 53,9 e 70%, com predomínio de valores intermediários, com elevado conteúdo de álcalis ($K_2O+Na_2O = 6-9\%$) e caráter sódico dominante. São enriquecidas em CaO (2,3-6,25%), Al_2O_3 (15,0-18,2%) e Sr(464-1816 ppm) e com moderados valores de Rb (44-142 ppm). As amostras têm um caráter cálcio-alcálico predominantemente de alto potássio

(Figura 3.8A). Plotam na transição dos campos metaluminosas a peraluminosas (Figura 3.8B).

Os padrões de elementos terras raras (Figura 3.9A) normalizados em relação ao condrito de Boynton (1984) mostram baixo conteúdo total de elementos terras raras ($\Sigma ETR = 89-304$ ppm). São padrões que indicam fracionamento significativo de ETRL/ETRP (razão $(La/Yb)_N = (15-47)$), mostrando um rápido decréscimo do La ao Sm um perfil achatado na região dos terras raras pesados. A maioria das amostras não apresenta anomalias de Eu, o que podem ser devido ao alto conteúdo de plagioclásio nestas rochas.

Os dados de elementos traço obtidos para o mesossoma foram projetados na Figura 3.9B como diagramas expandidos de elementos incompatíveis em relação ao Manto Primitivo (Sun & McDonough, 1989). Os padrões dos ortognaisses Vertentes são caracterizados por anomalias negativas de Nb, Ce, P e Ti e anomalias positivas Rb, Ba, K e Th e plotam no campo de arco vulcânico em diagramas discriminantes de ambiente tectônico (Figura 3.9C)

Tabela 3.3 – Resultados analíticos de rocha total para ortognaisses do Complexo Vertentes

*As amostras 1A a 1F são de Sá et al. (2002).

Resultados analíticos de rocha total para os ortognaisses do Complexo Vertentes												
	RS-128	RS-145	RS-190	RS-326	RS-328	RS-426	1A	1B	1C	1D	1E	1F
SiO ₂ (%)	58,16	70,30	53,87	58,55	61,32	63,86	69,69	70	69,19	70	69,94	68,01
Al ₂ O ₃	17,02	15,01	18,19	16,50	16,82	16,69	15,25	15,22	15,35	15,29	15,38	15,72
Fe ₂ O ₃	7,07	2,69	8,81	6,68	5,43	5,04	2,86	2,78	2,96	2,65	2,84	2,91
MnO	0,11	0,05	0,13	0,10	0,10	0,09	0,06	0,05	0,05	0,02	0,05	0,05
MgO	2,95	0,53	3,42	4,12	1,71	1,70	0,55	0,64	0,63	0,47	0,57	0,65
CaO	5,89	2,43	6,25	5,83	3,68	3,86	2,32	2,69	2,52	2,29	2,55	2,37
Na ₂ O	4,04	3,75	4,40	3,31	4,76	3,88	4,13	4,39	4,47	3,73	4,46	4,20
K ₂ O	2,26	3,87	2,68	3,08	4,03	3,32	3,66	2,94	3,18	4,32	3,03	3,88
TiO ₂	0,75	0,26	0,98	0,58	0,44	0,61	0,25	0,25	0,26	0,25	0,26	0,28
P ₂ O ₅	0,32	0,10	0,46	0,25	0,23	0,24	0,09	0,10	0,10	0,08	0,10	0,14
Loi+	1,00	0,80	0,40	0,60	0,70	0,40						
Total	99,6	99,75	99,62	99,61	99,19	99,67	99,48	99,79	99,63	99,56	99,87	99,13
Ni (ppm)	9,40	1,60	16,20	26,50	5,90	5,10	5,30	8,70	4,40	5,10	5,40	6,20
Co	17,80	3,80	21,90	22,10	11,60	11,10						
V	84,00	11,00	98,00	99,00	38,00	45,00	24,70	27,10	22,20	23,30	27,80	28,50
Cu	22,30	10,80	24,90	5,40	10,30	4,70	15,30	11,30	14,80	20,00	9,10	11,10
Pb	2,50	5,60	5,30	5,40	21,40	5,40						
Zn	66,00	40,00	79,00	42,00	77,00	67,00	38,40	35,20	47,30	31,70	44,60	51,70
Mo	0,50	3,10	0,60	1,50	0,60	0,10	0,50	3,10	0,60	1,50	0,60	0,10
Rb	45,00	93,40	86,80	77,60	70,90	141,60	97,60	84,80	85,50	103,00	90,60	97,70
Cs	0,40	0,30	1,30	0,60	0,80	1,00	0,40	0,30	1,30	0,60	0,80	1,00
Ba	1348,00	1180,00	1236,00	1499,00	4223,00	1648,00	1253,00	1017,00	1218,00	1497,00	981,00	3478,00
Sr	906,50	536,10	879,00	666,40	1815,90	750,30	452,00	430,00	494,00	504,00	464,00	1101,00
Ga	18,40	17,00	22,20	17,20	20,30	20,20	19,70	18,10	19,50	18,20	19,40	20,80
Ta	0,30	0,10	0,70	0,30	0,50	0,70	0,30	0,10	0,70	0,30	0,50	0,70
Nb	6,80	5,10	12,20	8,40	11,30	13,20	4,40	3,90	6,20	4,10	5,40	11,50
Hf	4,00	4,00	4,90	6,00	5,70	4,30	2,00	2,00	3,00	3,00	2,00	2,00
Zr	152,80	136,00	195,00	220,90	241,10	154,90	130,00	112,00	132,00	216,00	127,00	192,00
Y	15,50	7,00	23,70	14,30	16,20	11,80	9,91	7,68	6,68	5,72	8,43	7,84
Th	1,10	7,50	5,40	1,60	11,10	2,60	7,90	6,00	1,80	32,10	7,90	13,80
U	0,30	0,60	1,30	0,50	2,70	0,80	0,30	0,60	1,30	0,50	2,70	0,80
La	29,70	30,70	45,30	33,20	72,70	49,80	33,00	30,00	22,00	71,00	29,00	56,00
Ce	60,40	55,10	92,50	62,80	136,00	92,10	58,00	52,00	39,00	123,00	52,00	104,00
Pr	7,62	5,85	11,56	7,59	15,77	10,17	6,00	5,00	4,00	12,00	6,00	11,00
Nd	30,00	19,80	42,10	28,00	55,70	37,10	20,00	19,00	16,00	37,00	19,00	40,00
Sm	5,13	2,57	7,97	5,13	8,45	5,23	3,00	3,00	2,00	5,00	3,00	6,00
Eu	1,54	0,92	1,85	1,44	2,05	1,53	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	2,00
Gd	3,91	1,62	5,73	3,70	5,26	3,63	2,00	2,00	2,00	3,00	2,00	4,00
Tb	0,57	0,22	0,86	0,55	0,68	0,46	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Dy	2,97	1,28	4,44	2,74	3,09	2,08	2,00	1,00	1,00	1,00	2,00	2,00
Ho	0,54	0,24	0,84	0,51	0,58	0,38	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Er	1,41	0,65	2,21	1,47	1,58	0,95	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00

Tabela 3.3 – Resultados analíticos de rocha total para ortognaisses do Complexo Vertentes
*As amostras 1A a 1F são de Sá et al. (2002).

Resultados analíticos de rocha total para os ortognaisses do Complexo Vertentes												
	RS-128	RS-145	RS-190	RS-326	RS-328	RS-426	1A	1B	1C	1D	1E	1F
Tm	0,22	0,11	0,33	0,21	0,23	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Yb	1,33	0,69	2,02	1,35	1,54	0,91	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Lu	0,20	0,12	0,30	0,20	0,23	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ΣETR	145,54	119,87	218,01	148,89	303,86	204,64	127,00	115,00	89,00	255,00	116,00	227,00
Eu/Eu*	1,34	0,70	0,75	0,39	0,84	1,03	0,29	0,72				
La _n /Yb _n	57,11	12,39	11,16	3,86	9,15	13,33	5,52	8,88				
La _n /Sm _n	7,65	5,17	4,25	3,06	5,50	4,20	0,65	4,57				
Ce _n /Yb _n	39,01	9,44	7,82	3,21	6,76	9,95	3,88	6,39				
Ce _n /Sm _n	5,23	3,94	2,98	2,54	4,06	3,13	0,46	3,29				
Eu _n /Yb _n	6,58	1,25	1,50	0,41	1,08	2,44	1,65	1,13				

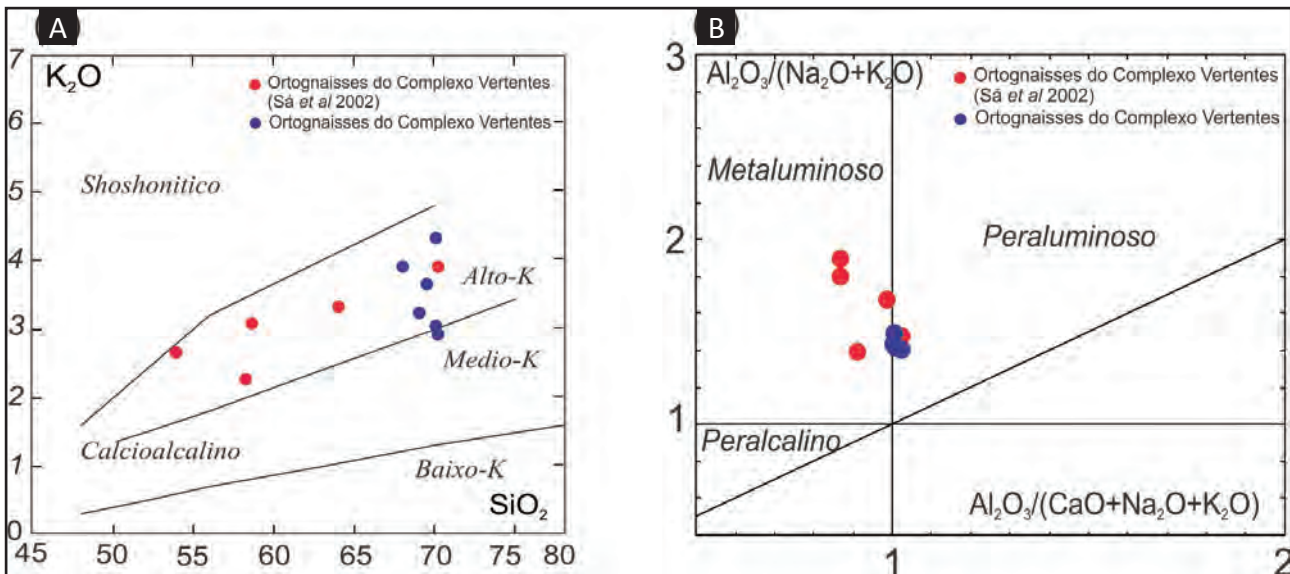


Figura 3.8 – Complexo Vertentes (A) Diagrama Na₂O vs K₂O de Peccerillo & Taylor (1976) mostrando o caráter cálcio-alcalino; (B) Índices de Shand, expressos em diagrama de Maniar & Piccoli (1989), caracterizando o grau de saturação em alumina.

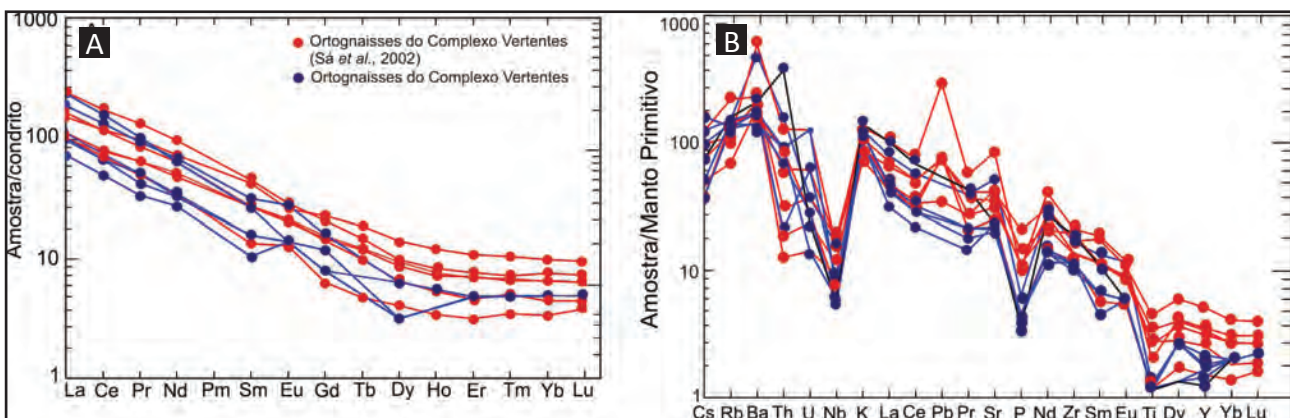


Figura 3.9 – Complexo Vertentes (A) Padrão de elementos terras raras normalizado para o condrito (Boynton, 1982) (B) Diagrama multielementar expandido de concentrações de elementos incompatíveis normalizados em relação ao Manto Primitivo (Sun & McDonough, 1989) (C) Diagramas discriminantes de ambiente tectônico de Pearce (1996).

Dados de campo, geocronológicos e a assinatura geoquímica dessas rochas mostra um caráter cálcio-alcálico similar aos granitos de arco, sugestivo de que estes ortognaisses podem ter sido originados durante o estágio de subducção relacionado ao evento Riáciano.

Algumas datações geocronológicas em zircão para os ortognaisses do complexo Vertentes na folha foram realizadas por Sá *et al.* (2002) que dataram uma amostra do Complexo Vertentes pelo método U-Pb convencional. A amostra foi coletada próximo à localidade tipo. As quatro frações de zircão analisadas forneceram uma discordância com intercepto superior com idade de 1970 ± 30 Ma, interpretada como a idade de cristalização do protólito. Neves *et al.* (2006a) dataram pelo método LA-ICP-MS as porções máfica e félsica de uma amostra de ortognaisse bandado (localidade de Gravatá do Ibiapina). As análises da banda máfica forneceram dois grupos de idades concordantes com médias de 2127 ± 7 Ma e 2044 ± 5 Ma, interpretadas respectivamente, como idades de cristalização e metamorfismo. Considera-se a idade de 2,13 Ga como a mais provável para a formação do Complexo Vertentes, pois a discordância na amostra datada por Sá *et al.* (2002) apresenta um MSWD = 76. Na banda félsica, um zircão magmático forneceu uma idade de 625 ± 24 Ma, que foi interpretada por Neves *et al.* (2006a) como idade de formação da estrutura bandada da rocha durante a Orogênese Brasileira.

Uma análise Sm-Nd (rocha total) realizada no ortognaisse vertentes (amostra RS-128), apresentou uma idade modelo $T_{DM} = 3,03$ Ga e $\epsilon Nd_{(2.10 \pm 3 \text{ Ma})}$ é de -9,07 o que sugere participação de uma fonte arqueana na geração dessa rocha.

3.1.2.1 - Complexo Vertentes - Plúton Alcantil (PP2vea)

O Plúton Alcantil foi previamente considerado como um biotita granodiorito deformado, com epidoto magmático de provável idade neoproterozóica (Neves *et al.*, 2005). No entanto estudos geocronológicos realizados por Neves *et al.* (2006) em cristais de zircão do Plúton de

Alcantil definiram uma discordância com intercepto superior com idade de 2097 ± 5 Ma, interpretada como a idade de cristalização do protólito e um intercepto inferior de 619 ± 36 Ma que foi interpretada como idade de metamorfismo. Esta idade é muito próxima à idade 2103 ± 11 Ma encontrada por estes autores para as rochas dos ortognaisses Complexo Vertentes, eles sugeriram que o Plúton de Alcantil poderia representar porções de menor "strain" do embasamento da região.

Este plúton é constituído por dois pequenos corpos que afloram na porção leste da folha próximo a cidade de Alcantil – PB (Figura 3.2). São rochas faneríticas de coloração cinza claro, com granulação média (Foto 3.8A) e uma foliação caracterizada pela orientação dos máficos (hornblenda e biotita, Foto 3.8B).

Petrograficamente foram descritos monzogranitos a granodioritos, cuja assembleia félsica é composta essencialmente por plagioclásio (20-35%) que ocorre em cristais hipidiomórficos exibindo geminação polissintética, às vezes mostram exsolução antipertítica e alteração para calcita e epidoto; feldspato potássico (20-25%) do tipo microclina pertítica, em cristais hipidiomórficos, e por quartzo (10-13%) como cristais xenomórficos geralmente compondo agregados policristalinos recristalizados (Foto 3.9A), e com extinção ondulante. Os feldspatos muitas vezes exibem inclusões de biotitas, epidotos, quartzo e minerais opacos. A biotita (20-15%), que ocorre em cristais lamelares de cor amarelo-esverdeado é o máfico principal, podendo ter inclusões de minerais opacos e titanita, estão frequentemente associadas aos anfibólios, epidoto e zircão. O anfibólio é da família das hornblendas (3-5%) e ocorre em cristais xenomórficos a hipidiomórficos orientados segundo a foliação da rocha. Está associado à biotita em contatos sinuosos a esgarçados, em alguns casos podem-se observar biotitas provenientes da desestabilização do anfibólio (Foto 3.9A). Titanita (3-5%) ocorre em cristais hipidiomórficos a xenomórfico usualmente associados aos minerais opacos podendo ser produto de alteração dos mesmos, epidoto (2%) em cristais idio-hipidiomórficos por vezes com



Foto 3.8 – (A) Vista geral de afloramento do Plúton Alcantil; (B) Detalhe do granodiorito com porções leucocráticas onde se observa o crescimento dos cristais de anfibólio.

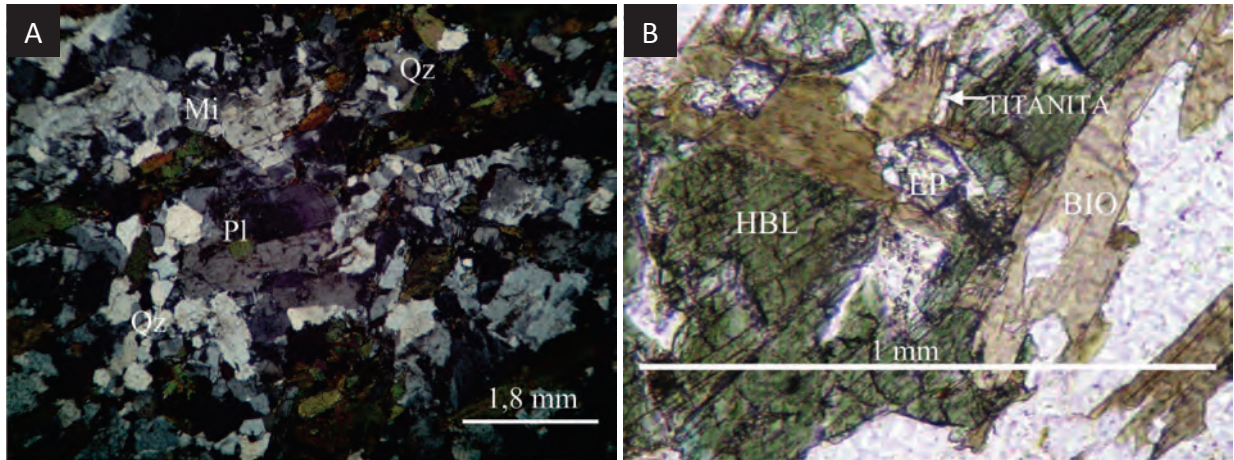


Foto 3.9 – Aspecto texturais do Plúton de Alcantil: (A) Cristal subedral de plagioclásio zonado (pl) e microclina (mc). Agregado de quartzo (ag) e cristal policristalino de quartzo (qz); (B) biotita (BIO) acompanhada por epidoto (EP) substituindo hornblenda (HBL).

allanita no núcleo, minerais opacos (1-5%) em cristais idiomórficos a xenomórficos, allanita de cor marrom-avermelhado, apatita e zircão em pequenos cristais idiomórficos, são acessórios.

3.1.3 - Complexo Floresta (PP2fl)

Essa unidade foi inicialmente descrita por Lima *et al.* (1985) na região de Floresta (PE); e posteriormente redefinido por Santos *et al.* (1995) para englobar ortognaisses bandados de composição diorítica, tonalítica e granodiorítica, com biotita e/ou anfibólio (localmente migmatizados e/ou milonitizados), metamáficas, gnaisses félsicos finos e lentes de mármore, com retrabalhamento metamórfico/estrutural complexo.

Visando um melhor entendimento da cartografia do Complexo Floresta (PP2fl), no presente trabalho este foi subdividido em unidades com predominância de ortognaisses migmatíticos com alguns termos máficos (PP2flc), corpos mapeáveis de anfibolito e metamáficas (PP2fla)

Na folha o conjunto de ortognaisses e migmatitos indivisos (PP2fl), ocupa apenas uma pequena porção

no extremo norte da área (Figura 3.2).

Os afloramentos são constituídos por lajedos de tamanhos variados (métricos a decamétricos), com estruturas complexas, tais como padrões de redobramento, compostos por ortognaisses migmatíticos com bandamento centimétrico a métrico. O mesossoma é caracterizado por um anfibólio-biotita gnaisse de coloração cinza, granulação média, textura no geral granoblástica, equigranular, mesocrático (Foto 3.10A); o leucossoma é de composição granítica, granulação grossa a muito grossa, inequigranular e leucocrático às vezes ricos em granada (Foto 3.10B) enquanto que o melanossoma caracteriza-se como leitossomas biotíticos milimétricos a centimétricos. Os gnaisses bandados se encontram metamorfisados na fácies anfibolito, como indicado pela recristalização de microclina e presença de hornblenda.

Datações na localidade tipo (Santos, 1995) forneceram uma idade de 2,115 Ga. Na Folha Campina Grande, próximo ao limite sul com a Folha Surubim, Santos *et al.* (2004) obtiveram uma idade de 2,016 Ga em um ortognaisse de composição álcali-feldspato granítica também atribuída a este complexo.

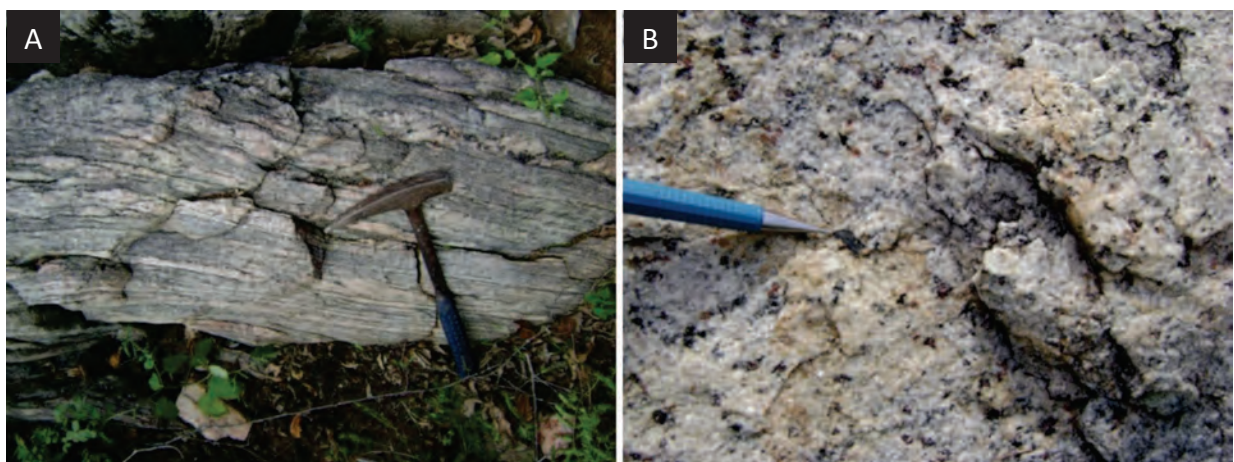


Foto 3.10 – Aspecto de campo do Ortognaisse do Complexo Floresta: (A) bandamento composicional porção norte da área (Afloramento RS-468A); (B) leucossoma com granada do Complexo Floresta. Porção norte da área (Afloramento RS-468A).

3.1.3.1 - Complexo Floresta - Unidade Cabaceiras (PP2flcb)

Esta unidade foi estudada inicialmente por Caldasso (1968), o qual denominou como Grupo Cabaceiras um conjunto de rochas migmatíticas de derivação ígnea que ocorrem nos arredores de Cabaceiras (PB); posteriormente Brito Neves (1975) denominou essa sequência de Camalaú-Cabaceiras e segundo Ferreira & Santos (2000) estas rochas fariam parte do Maciço Boqueirão, representando possivelmente uma suíte do tipo TTG. O termo complexo foi utilizado pela primeira vez por Angelim *et al.* (2004). Lages *et al.* (2009) descreveram os Ortognaisses Cabaceiras como correlatos ao Complexo Floresta, tendo como área tipo a região da cidade de Cabaceiras (PB).

Os ortognaisses presentes no norte da folha foram englobados nesta unidade (Figura 3.2) que compreende ortognaisses granoblásticos de composição granítica, granodiorítica e monzonítica, variavelmente migmatizados, com bandamento centimétrico a decimétrico (Foto 3.11A). Estes comumente apresentam granulação média a grossa, mesocrática a melanocrática e texturas nematoblásticas a granonematoblásticas. Nas porções migmatizadas ocorrem leucossomas graníticos grossos e melanossomas como níveis biotíticos milimétricos (Foto 3.11B).

É comum a ocorrência de intercalações de rochas metamáficas anfibolíticas (PP2fla) com até 3 metros de largura, às vezes boudinadas, e lentes de granada leucognaisses. O bandamento parece ser resultante da deformação intensa de um protólito máfico/intermediário com injeções de composição granítica.

As melhores exposições de afloramentos são encontradas sob a forma de lajedos sem expressão no relevo da região ou em leitos de rios e/ou riachos, ao longo de uma faixa com direção ENE-WSW, delimitada pelas zonas de cisalhamento transcorrentes Carnóio e Coxixola estando em contato com as supracrustais do Complexo Sertânia. Estruturas típicas de rochas migmatíticas são observadas com frequência nos

afloramentos desse litotipo. Eventualmente, essas rochas estão miloníticas.

A composição das bandas félsicas varia de sienogranítica a granodiorítica (Figura 3.10), enquanto as bandas máficas têm composição diorítica a monzodiorítica (Figura 3.10). Em lâmina a textura é granoblástica a lepidonematoblástica média a fina, inequigranular, e se observa uma foliação/bandamento marcada tanto pelo alinhamento/estiramento dos minerais máficos quanto pelo estiramento da fase félsica. A rocha é constituída de quartzo (20-41%), plagioclásio (11-28%), feldspato potássico (10-54%), biotita (5-20%) e anfibólio (15-25%), tendo como minerais acessórios granada (5-10%), apatita, minerais opacos, titanita, zircão, apatita, allanita, clorita, hidróxido de ferro. Sericita e calcita como assembléia acessória. Algumas seções contêm clinopiroxênio (5-10%) possivelmente da série diopsídio-hendenbergita. em cristais moderadamente alterados e com textura de exsolução e bordas uralitizadas. Os minerais félsicos apresentam-se fraturados e localmente formando planos S-C, com extinção ondulante tipo bandas de deformação. Quartzo ocorre como cristais xenomórficos, alongados formando ribbons e com freqüente formação de subgrãos (Foto 3.12A). Algumas seções delgadas exibem plagioclásio em cristais hipidiomórficos com geminados múltiplos paralelos ao alongamento do mineral, indicando que os gnaisses teriam protólitos ígneos, mas a maioria dos cristais são xenomórficos. O feldspato potássico do tipo microclina, em cristais xeno-hipidiomórficos com textura perítica e mirmequitas nas bordas. A biotita ocorre em palhetas milimétricas subidiomórficas, nas porções mais deformadas *kink bands* (Foto 3.12B) e mica *fish* são freqüentes. A hornblenda como cristais xenomórficos a hipidiomórficos com tamanho variado, alguns agregados de anfibólio apresentam uma textura poligonal típica (Foto 3.12C). A granada de origem metamórfica tende a englobar parcialmente os cristais de plagioclásio e anfibólio da matriz. Epidoto e titanita são abundantes nas bandas máficas como produto de desestabilização de anfibólio.

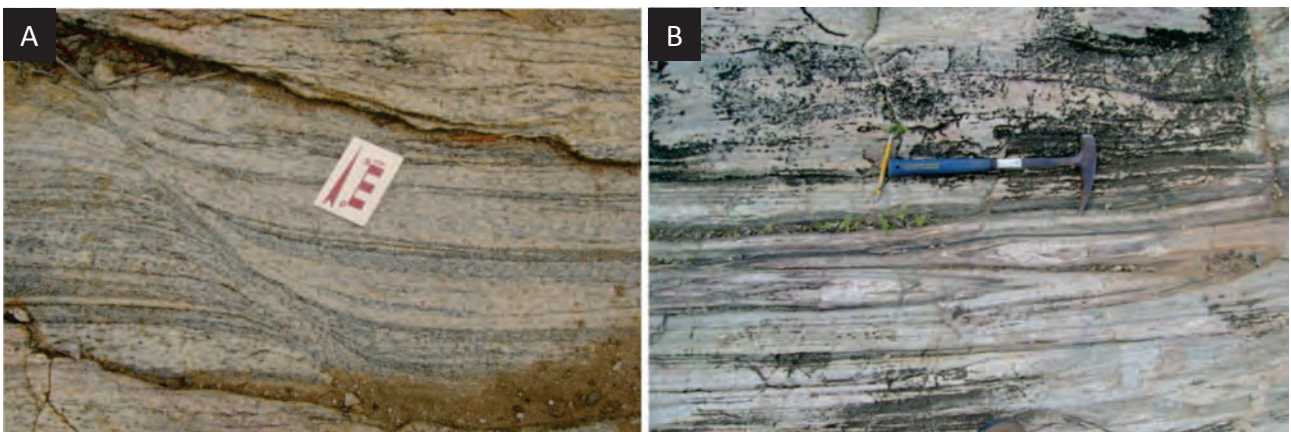


Foto 3.11 – (A) Biotita ortogneisse migmatítico com bandamento irregular centimétrico, caracterizado pela intercalação entre leucossomas formados por quartzo e feldspato e camadas (mesossoma) constituídas por biotita, quartzo e feldspato (afloramento RS-121). (B) biotita ortogneisse do Complexo Cabaceiras com textura milonítica bem desenvolvida. Nota-se dobras isoclinais sin-miloníticas com eixo subvertical, posicionadas no centro da figura (RS-12).

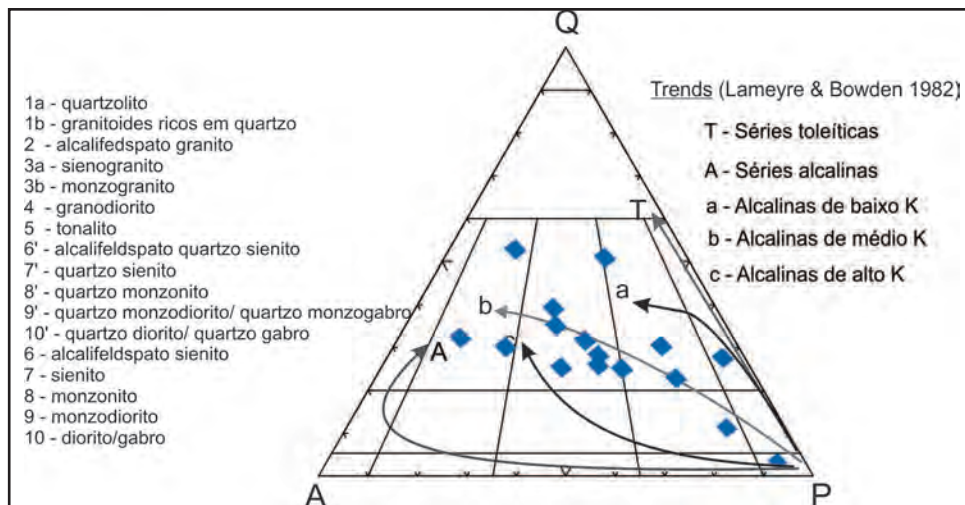


Figura 3.10 – Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) para as rochas da Unidade Cabaceiras.

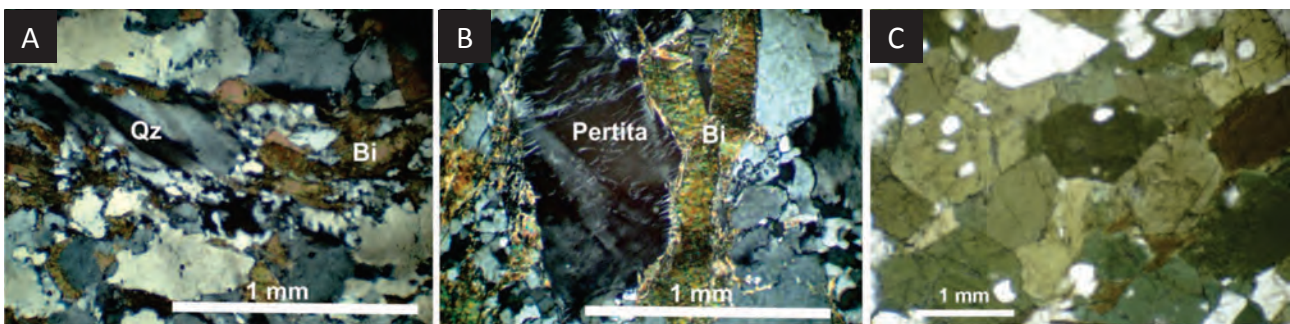


Foto 3.12 – (A) Quartzo (Qz) mostrando forte extinção ondulante, formando ribbons e biotita orientada em duas direções; (B) Biotita (Bi) mostrando kink bands e quartzo recristalizado circundando cristal de pertita com bordos suturados. O cristal de pertita no centro da foto mostra extinção ondulante; (C) Agregado poligonal de hornblenda.

Na maior parte das lâminas a orientação de forma de quartzo, feldspatos e minerais máficos se dá através de contatos regulares que apontam a atuação de processos de cristalização e de recristalização no estado sólido. Em algumas seções é comum a presença de uma matriz quartzo-feldspática intergranular bordejando quartzo e feldspato principalmente, indicando processo de milonitização. A assembléia de alteração é pouco expressiva/ausente, resumida a presença esporádica de hidróxido de ferro, associado a anfibólio e minerais opacos, e raros cristais de clorita, associados à biotita e anfibólio, além de sericitização submicroscópica no plagioclásio. As características microestruturais, a ausência de transformações retromórficas para minerais de baixa temperatura (clorita, epidoto, etc.) indica que a deformação da rocha ocorreu na fácies anfibolito.

Os padrões geoquímicos obtidos a partir de amostras dos mesossomas do ortogneisse para 8 amostras (Tabela 3.4), são todas hiperstênio normativas, as amostras se dispõem segundo um *trend* claramente cálcio-alkalino, mostrando um enriquecimento em álcalis (Figura 3.11A) e plotam no campo das rochas calcioalkalinas de alto potássio a shoshonítica no diagrama K_2O vs SiO_2 (Figura 3.11C). Não obstante as alterações verificadas, em geral, os dados apontam uma tendência geoquímica metaluminosa a levemente peraluminosa (Figura 3.11B) corroborada pela presença de coríndon normativo em algumas amostras.

Em diagramas multielementais normalizados pelo manto primitivo, os padrões dos ortogneisses Cabaceiras são caracterizados por anomalias negativas de U, Ta, Nb, P e Ti e picos positivos de Rb, BA, Th e Ce (Figura 3.11E) e plotam no campo de arco vulcânico em diagramas discriminantes de ambiente tectônico (Figura 3.11D).

Os padrões de elementos terras raras (Figura 3.11F) são moderadamente a fortemente fracionados (razão $(La/Yb)_N = 7-172$), mostrando um rápido decréscimo do La ao Sm e um perfil achatado na região dos terras raras pesados. As anomalias de Eu são negligenciáveis ou ausentes. Este tipo de padrão é comum em terrenos de alto grau metamórfico, especialmente granulíticos, mais antigos (Rudnick, 1992).

Datações recentes realizadas no anfibólio-biotita ortogneisse da Unidade Cabaceiras, na localidade tipo, durante o mapeamento da Folha Boqueirão sugerem uma idade paleoproterozoica (2.050Ma) para essa rocha (Lages, 2011 *in prelo*).

Uma análise Sm-Nd (rocha total) realizada no ortogneisse Cabaceiras (amostra RS-046), apontou para esta rocha uma idade modelo (T_{dm}) = 2,92 Ga, com valores de $\epsilon Nd^{(0)}$ de -37,68. O valor de ϵNd foi recalculado para a idade considerada de cristalização (2.050 Ga) dessa unidade e apresentou valor de $\epsilon Nd^{(2.050)} = -10,04$, este valor negativo sugere a contribuição de materiais crustais ou um retrabalhamento de fontes crustais arqueanas.

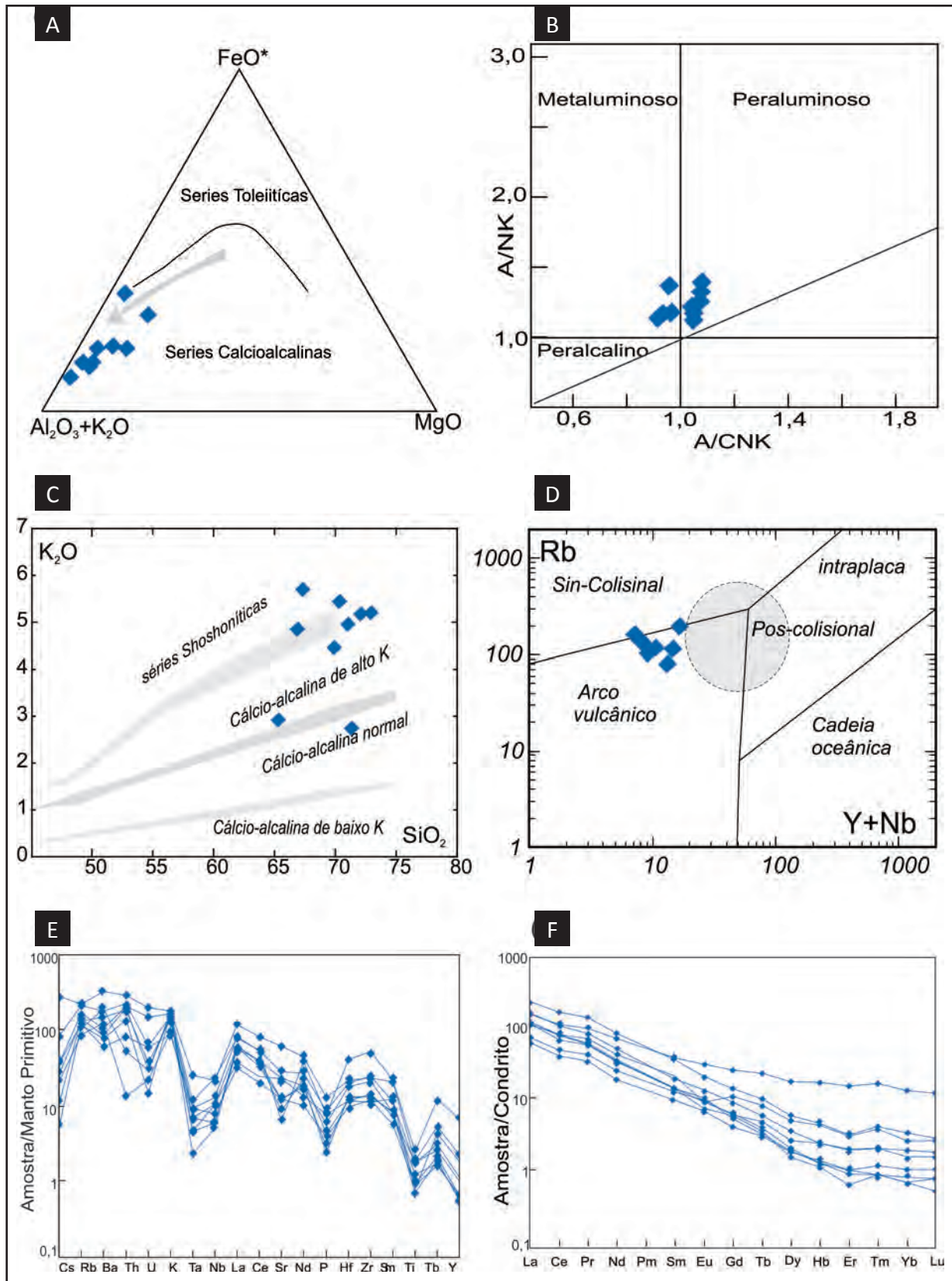


Figura 3.11 – Complexo Floresta/Unidade Cabaceiras (A) Diagrama AFM curva de Irvine & Baragar (1971); (B) Índices de Shand, expressos em diagrama de Maniar & Piccoli (1989), caracterizando o grau de saturação em alumina; (C) Diagrama Na_2O vs K_2O de Peccerillo & Taylor (1976) mostrando o caráter cálcio-alcalino; (D) Diagramas discriminantes de ambiente tectônico, cujos campos são aqueles propostos por Pearce (1996) (E) Diagrama multielementar expandido de concentrações de elementos incompatíveis normalizados em relação ao Manto Primitivo (Sun & McDonough, 1989) e (F) Padrão ETR normalizado para o condrito (Nakamura, 1974).

Tabela 3.4 – Resultados analíticos de amostras do Complexo Floresta/Unidade Cabaceiras

*As amostras GL corresponde amostras do Projeto Boqueirão (Lages et al., 2011).

Resultados analíticos de rocha total para os ortognaisses do Complexo Floresta/Unidade Cabaceiras								
	GL-215	GL-018B	GL-024	GL-476	RS-46	RS-396A	RS-408	RS-393
SiO ₂ (%)	67,45	72,37	70,22	71,35	72,91	71,63	65,67	66,67
Al ₂ O ₃	15,30	15,09	15,64	15,37	14,17	15,51	16,24	14,15
Fe ₂ O ₃	2,80	1,14	1,77	1,66	1,67	1,97	3,93	6,20
MnO	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,05	0,08
MgO	1,67	0,24	0,62	0,36	0,56	0,48	1,61	0,65
CaO	2,15	1,20	1,89	1,77	1,42	2,23	3,49	2,53
Na ₂ O	3,85	4,19	4,30	3,76	3,44	4,75	4,50	2,71
K ₂ O	5,55	5,05	4,43	4,88	5,08	2,70	2,90	5,62
TiO ₂	0,48	0,18	0,32	0,24	0,20	0,23	0,46	0,63
P ₂ O ₅	0,27	0,06	0,12	0,05	0,09	0,08	0,16	0,14
Loi+	0,10	0,03	0,40	0,40	0,10	0,30	0,40	0,40
Total	99,47	99,84	99,73	99,85	99,85	99,89	99,71	99,50
Ni (ppm)	26,40	1,30	5,90	2,00				
Co					3,30	2,60	7,90	5,40
Sc	7,60	1,50	4,10	2,70	3,00	2,00	7,00	12,00
V	35,00	<8	18,00	18,00				
Cu	20,80	1,70	7,00	4,30	12,90	8,90	5,70	15,20
Pb	18,40	7,50	3,90	6,20	2,30	2,10	4,80	2,70
Zn	44,00	37,00	35,00	35,00	29,00	41,00	78,00	66,00
Mo	0,70	<0,10	<0,10	<0,10	2,60	<0,10	0,20	2,00
As	0,60	<0,50	<0,50	<0,50	<0,50	<0,50	<0,50	<0,50
Rb	193,00	148,30	115,40	123,80	101,90	106,40	76,20	157,50
Cs	5,40	0,70	0,50	0,20	0,10	0,70	0,40	0,30
Ba	2504,00	804,00	1133,00	654,00	588,00	460,00	952,00	1533,00
Sr	1422,30	282,30	548,30	280,20	200,60	290,20	529,00	156,90
Ga	20,60	24,90	20,50	23,20	13,80	20,60	20,80	26,30
Ta	1,10	0,30	0,20	0,20	0,10	0,40	0,30	3,40
Nb	13,40	3,70	6,40	3,70	3,20	4,90	6,60	73,40
Hf	7,70	4,50	6,30	4,70	4,10	3,40	4,10	27,00
Zr	262,70	148,80	236,90	147,60	124,50	132,70	158,70	1056,70
Y	11,00	2,70	3,00	3,20	8,90	3,30	4,90	134,60
Th	28,30	20,10	17,90	19,50	13,50	8,00	1,30	19,50
U	5,50	4,10	1,00	0,80	0,40	1,60	0,60	1,60
La	84,70	42,20	44,00	44,30	41,00	22,80	26,90	153,70
Ce	158,20	64,50	74,90	75,90	76,60	39,00	47,00	336,80
Pr	17,32	7,08	7,33	7,66	8,71	4,23	5,28	39,41
Nd	57,60	23,40	24,00	24,80	29,70	13,10	17,70	151,30
Sm	8,13	3,19	3,18	3,25	4,81	2,21	2,87	29,74
Eu	1,77	0,64	0,91	0,79	0,78	0,56	0,83	5,21
Gd	4,37	1,81	1,66	1,94	3,40	1,26	1,86	27,21
Tb	0,53	0,19	0,17	0,21	0,43	0,16	0,26	4,59

Tabela 3.4 – Resultados analíticos de amostras do Complexo Floresta/Unidade Cabaceiras

*As amostras GL corresponde amostras do Projeto Boqueirão (Lages et al., 2011).

Resultados analíticos de rocha total para os ortognaisses do Complexo Floresta/Unidade Cabaceiras								
	GL-215	GL-018B	GL-024	GL-476	RS-46	RS-396A	RS-408	RS-393
Dy	2,28	0,59	0,73	0,79	1,91	0,70	1,02	25,74
Ho	0,36	0,09	0,10	0,10	0,34	0,11	0,19	5,34
Er	0,80	0,16	0,26	0,23	0,77	0,26	0,49	14,76
Tm	0,14	0,03	0,03	0,03	0,13	0,04	0,07	2,16
Yb	0,84	0,17	0,17	0,20	0,65	0,26	0,48	13,39
Lu	0,11	0,02	0,03	0,03	0,10	0,04	0,07	1,83
ΣETR	337,15	144,07	157,47	160,23	169,33	84,73	105,02	811,18
Eu/Eu*	0,91	0,82	1,22	0,97	0,59	1,09	1,10	0,56
La _n /Yb _n	67,22	165,49	172,55	147,67	42,05	58,46	37,36	2,65
La _n /Sm _n	6,41	8,14	8,51	8,38	5,24	6,35	5,77	3,18
Ce _n /Yb _n	47,90	96,50	112,06	96,52	29,97	38,15	24,90	6,40
Ce _n /Sm _n	4,55	4,75	5,53	5,48	3,74	4014,00	3,84	2,66
Eu _n /Yb _n	6,02	10,76	15,29	11,29	3,43	6,48	4,94	1,11

3.1.3.2 - Complexo Floresta - Anfíbolito (PP2flc)

Os anfíbolitos foram inicialmente descritos na região de Floresta (PE) quando Santos (1995) identificou um conjunto de rochas metamáficas formada por quartzo dioritos, biotita tonalitos, anortosito gabróico ou dioríticos, que englobam lentes de corpos máficos, mais restritamente ultramáficos, especialmente anfíbolitos com ou sem granadas, metabasitos e hornblenditos. Dispersos irregularmente no interior das rochas máficas ocorrem fragmentos de minério maciço constituído principalmente de titanomagnetita.

Na região localizada a nordeste da área de trabalho, próximo a Itatuba na porção sul da Folha Campina Grande (SB-25-Y-C-I), ocorrem rochas metamáficas (anfíbolitos e granada piroxenitos) associadas à mineralizações de Fe-Ti (Almeida *et al.*, 2009). Essas rochas metamáficas da região de Itatuba têm sido interpretadas como basaltos metamorfisados em condições de alta pressão, tendo atingido condições de fácies eclogito (Beurlen *et al.*, 1991; Beurlen *et al.*, 1992; Almeida *et al.*, 1997; Almeida *et al.*, 2009). Estas rochas apresentam uma assinatura de toleíitos de arcos de ilhas, sendo correlacionáveis a uma provável sutura tectônica do Paleoproterozoico (Almeida *et al.*, 2005; Almeida *et al.*, 2009). Apesar da semelhança litológica que se observa entre as rochas metamáficas (unidade PP2fla) identificadas nesse trabalho com aquelas estudadas na região de Itatuba (ver Almeida *et al.*, 2009), a correlação litoestratigráfica regional e geodinâmica deve ser feita com cautela. Segundo Almeida *et al.* (2009), apenas as metamáficas da região de Itatuba suportam condições metamórficas condizentes com a fácies eclogito. Rochas metamáficas da região de

Itabaiana (PB) possuem características petrográficas/texturais equivalentes com equilíbrio metamórfico na fácies anfíbolito. Nesse sentido, novos dados petrográficos, geocronológicos, geoquímicos e de química mineral são necessários para uma correlação mais sólida entre as rochas metamáficas que ocorrem associadas ao ortognaisses do embasamento na Zona Transversal.

Esta unidade aparece principalmente na porção Norte e Noroeste da folha, nas proximidades do Açude Epitácio Pessoa (PB) e entre a cidade de Cabaceiras (PB) e a localidade de Barra de Xandó (Figura 3.2), ocorrendo com lentes centimétricas a métricas, às vezes boudinados encaixados no Ortognaisse Cabaceiras (Foto 3.13A) paralelas a foliação desta rocha, geralmente formando um solo argiloso intensamente vermelho. Apresentam duas fácies petrográfica/texturais distintas: o ortoanfíbolito e o granada anfíbolito.

O ortoanfíbolito é cinza escuro, por vezes, esverdeado, melanocrático com granulação que varia entre fina e média e textura granoblástica a granolepidoblástica. Esse litotipo ocorre como camadas decimétricas a métricas apresentando contato abrupto com o anfíbolito-biotita ortognaisse ou como *schiliriens* com espessura e comprimento que variam na ordem decimétrica a métrica, respectivamente (Foto 3.13A). Em algumas porções, essa rocha é identificada com um bandamento centimétrico proporcionado pela intercalação entre planos ricos em quartzo e feldspato e planos formados essencialmente por minerais máficos.

Ao microscópio mostra textura granonematoblástica definida pela orientação das anfíbolios e biotitas e pelo estiramento dos grãos de

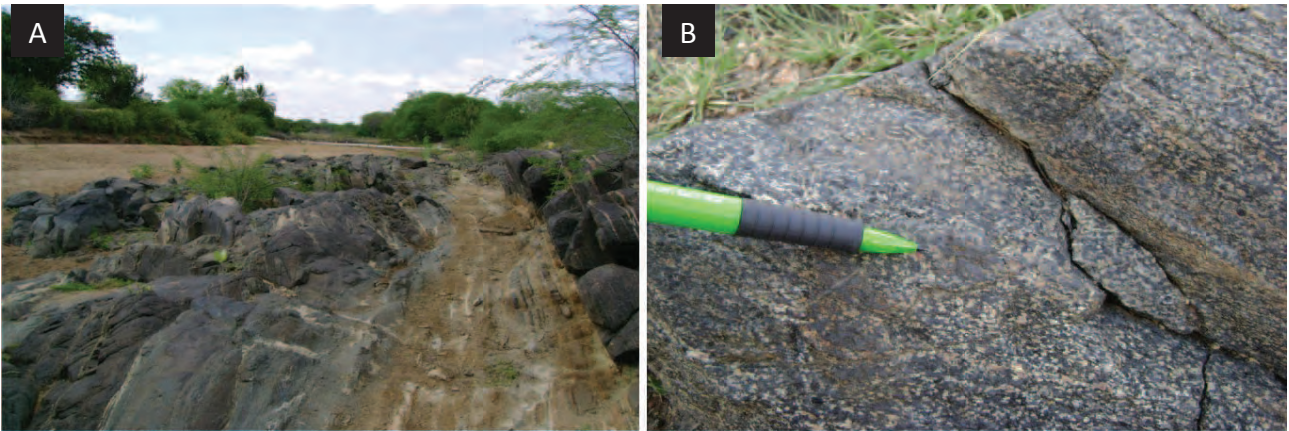


Foto 3.13 – (A) Aspecto de campo de camada métrica de ortoanfíbólito do Complexo Cabaceiras (RS-12b); (B) Detalhe do granada envolvidos ortoanfíbólito do Complexo Cabaceiras (RS-409).

plagioclásio e quartzo. São metabasitos constituídos essencialmente de anfibólio cálcico (50-70%), plagioclásio (<15%), clinopiroxênio (<15%) biotita (5-10%) e quartzo (2-5%). Apatita, minerais opacos, clorita, titanita e zircão estão presentes como fases acessórias.

Na maior parte das seções aparece um mosaico granoblástico, de granulação quase uniforme, cujo diâmetro dos cristais dominantes (hornblenda, Foto 3.14A) está entre 0,5 e 1,0 mm. Observa-se uma leve orientação de forma de prismas maiores desse mineral. Ao lado do anfibólio estão presentes também plagioclásio e clinopiroxênio (diopsídio-hendenbergita) que ocorrem como cristais prismáticos curtos com colares parciais de anfibólio (Foto 3.14C). Há pontos tríplices próprios de plagioclásio (120°) e de anfibólio, indicando que houve reajuste dos limites dos grãos no estado sólido e equilíbrio (Fotos 3.14A e B).

O plagioclásio ocorre fazendo parte do mosaico poligonal desenhado pelo anfibólio, ou como cristais xenomórficos em agregados alongados. Geminados albita ou periclina dominantes. Em algumas seções plagioclásio e um anfibólio de Ca (provavelmente actinolita) aparecem como porfiroclastos de granulação variável, distribuídos numa matriz foliada (com trama C-S). Os porfiroclastos de plagioclásio

mostram fraturas preenchidas por biotita e anfibólio muito finos, rotação das lamelas de geminados de crescimento e *strain* intracristalino. A matriz é constituída por quartzo recristalizado, biotita, opacos, anfibólio actinolítico, titanita ou leucóxênio (em diminutos cristais ou em aglomerados), sericita e plagioclásio. A titanita parece restringir-se às áreas ocupadas pelo anfibólio.

O granada anfibólito é verde escuro a levemente castanho (de acordo com o teor de granada), inequigranular, melanocrático. A orientação é incipiente, textura granonematoblastica com granulação que variando de fina e média. Essa rocha é caracterizada por uma textura coronítica peculiar proporcionada por cristais de granada com 0,5cm de diâmetro, envolvidos por cristais milimétricos de plagioclásio (Foto 3.13B). O modo de ocorrência é semelhante ao ortoanfíbólito, entretanto, as exposições de granada anfibólito nos afloramentos são geralmente inferiores.

Os minerais principais são hornblenda (35-60%), plagioclásio-andesina (10-20%), granada (15-25%), biotita (3-20%), clinopiroxênio (3-8%), epidoto (1-10%) possuindo como minerais acessórios quartzo (2-6%), titanita (<3%), minerais opacos (1-3%), apatita (1-3%) e actinolita, sericita, clorita e carbonatos (<3%) como produto de alteração.

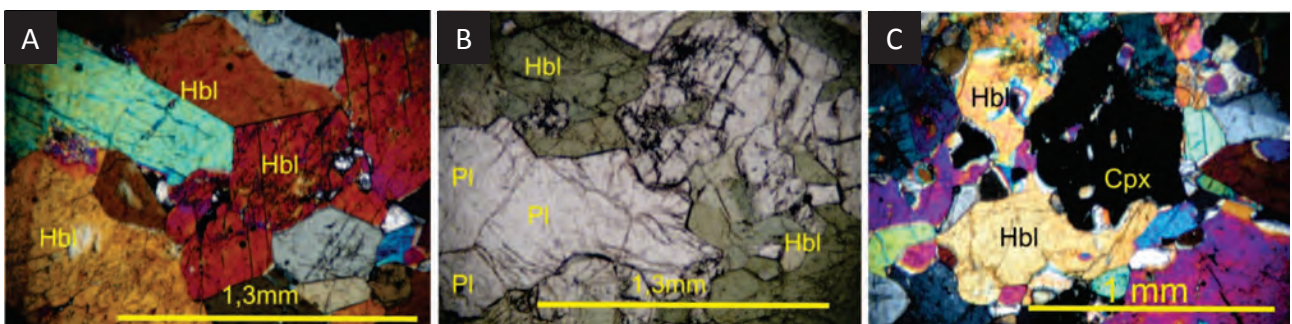


Foto 3.14 – Texturas do ortoanfíbólito: (A) Equilíbrio entre grãos de anfibólio evidenciado pela presença de ponto tríplice; (B) Equilíbrio entre grãos de plagioclásio está evidenciado pela presença de ponto tríplice próprio (canto inferior esquerdo); (C) Cristais de hornblenda (Hbl) como colar parcial em torno de clinopiroxênio (Cpx) que apresenta inclusões orientadas.

Observa-se que a orientação de prismas e placas de hornblenda hipidiomórfica e idiomórfica formando um mosaico poligonal (Foto 3.15A) frequentemente englobando plagioclásio, granada, clinopiroxênio, quartzo e titanita, pode ocorrer ainda formando simplectitas com minerais opacos e como aureolas envolvendo o clinopiroxênio. A hornblenda é geralmente substituída por epidoto e minerais opacos. Granadas ocorrem como cristais xenomórficos constantemente fraturadas circundadas e corroídas por coronas (fossos) de plagioclásio (Foto 3.15B), o qual por sua vez está rodeado pelo anfibólio. Às vezes, simplectitas não muito bem desenvolvidas de plagioclásio e de anfibólio fazem parte das coronas (Figura 3.15C).

O plagioclásio pode ser encontrado incluso ou em equilíbrio com a granada e clinopiroxênio como remanescente de uma fase de cristalização anterior. Localmente mostra grãos recristalizados com limites próprios ou com hornblenda ligeiramente curvados. Quartzo xenomórfico com alguns cristais orientados também está presente.

O clinopiroxênio da série diopísidio-hedenbergita ocorre como cristais xenomórfico até vermicular muitas vezes formando simplectitas com plagioclásio ou parcialmente transformados para hornblenda liberando quartzo como produto, provavelmente registro de uma fase anterior.

A biotita aparece como produto de alteração tardia da granada (e/ou hornblenda) no interior de fraturas ou como um dos minerais resultantes de uma reação que teria a granada como reagente. Embora palhetas da mica ocorram em todas as direções, há o desenvolvimento de uma foliação fraca em algumas seções delgadas. Biotita e actinolita aparecem localmente como um produto gerado em temperaturas da fácies xisto verde.

As condições metamórficas foram de fácies anfíbolito com subsequente retrometamorfismo para o fácies xisto verde marcada pela epidotização.

Foram obtidos dados de análises litogeoquímicas de nove amostras de rochas metamáficas anfíbolíticas cujos resultados analíticos das amostras selecionadas estão representados na tabela 3.5.

Aquímica da rocha total indicou uma composição gabroica/basáltica (Figura 3.12A) de assinatura subcalina (hipertênio normativa) saturada em SiO_2 (quartzo-normativas) existindo apenas uma amostra nefelina normativa (GL-191). Os teores de SiO_2 variam de 46,5 a 49,4% e os valores de #mg para estas rochas variam de 27 a 46; esta variação pode estar refletindo os processos de fracionamento do magma original. No diagrama AFM, mostrado na Figura 3.12B, as amostras plotam no campo de basaltos toleíticos com trend de enriquecimento em FeO.

As amostras projetadas em diagrama multi-elementar (Figura 3.12C), normalizado ao MORB (Pearce, 1984), são caracterizadas pelo enriquecimento nos elementos de baixo potencial iônico, por anomalias negativas de Sr, Zr e Nb e por picos em K, Rb, Ba e P podem ser resultantes da adição destes elementos por fluidos derivados de uma litosfera subduccionada. A depressão em Sr pode ser devido à remobilização desse elemento durante os processos metamórficos.

A assinatura de ETR para as rochas estudadas desta unidade (Figura 3.12D), normalizadas para o condrito (Nakamura, 1976), apresenta um padrão plano pouco fracionado $(\text{La/Yb})_N \sim 0,63-1,85$, exibindo uma configuração semelhante ao padrão de toleítos de arco de ilha sugerido por Wilson (1989).

Em diagramas discriminantes, como aqueles propostos por Pearce & Cann (1973) utilizando Ti, Zr e Y como marcadores (Figura 3.12E), as amostras estão espalhadas nos campos de rochas basálticas toleíticas de assoalho oceânico e arco de ilha, enquanto que no diagrama Zr/Y-Zr de Pearce & Norry (1979) a maioria das amostras aponta um ambiente de arco de ilha (Figura 3.12F), corroborando as interpretações advindas das assinaturas de elementos terras raras que sugerem, que estas amostras representem um magma basáltico ambiente de arco de ilha.

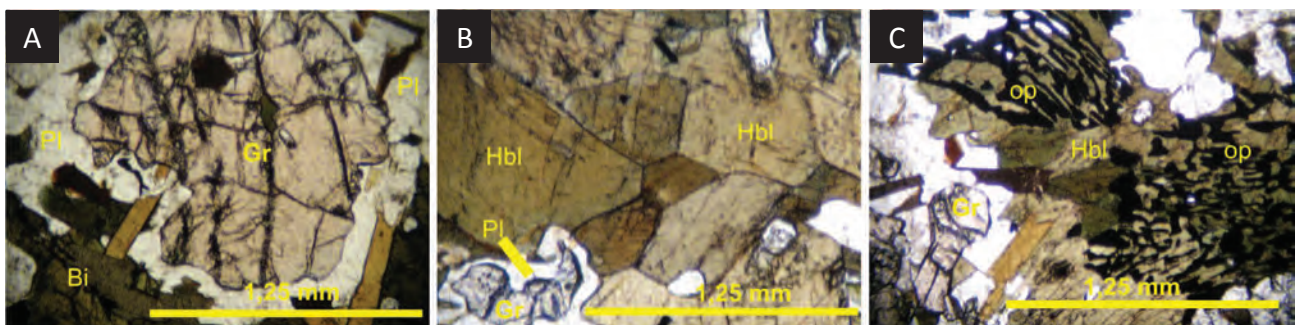


Foto 3.15 – Aspectos texturais dos granadas ortoanfíbolitos: (A) Intercrescimento de mineral opaco (op) + hornblenda (hbl) + biotita (Bi) que invade porfiroblasto de granada; (B) Mosaico granoblástico poligonal desenhado por cristais de hornblenda; (C) Porfiroblasto de granada corroído e separado de biotita e hornblenda por coronas de plagioclásio (pl) multicristal..

Tabela 3.5 – Resultados analíticos de amostras dos ortoanfibolitos da Unidade Cabaceiras.

*As amostras GL corresponde amostras do Projeto Boqueirão (Lages et al., 2011).

Resultados analíticos de rocha total para os ortoanfibolitos do Complexo Floresta/Unidade Cabaceiras								
	RS-11A	RS-394	RS-396b	RS-423	RS-507A	RS-507B	GL-011A	GL-191B
SiO ₂ (%)	46,60	48,10	47,19	49,42	49,23	49,16	46,62	46,47
Al ₂ O ₃	13,91	13,87	13,65	13,08	12,66	12,98	13,78	17,89
Fe ₂ O ₃	14,08	12,93	14,71	17,18	10,44	10,29	12,58	8,95
MnO	0,19	0,18	0,21	0,23	0,20	0,20	0,18	0,13
MgO	9,53	8,96	8,09	6,30	8,71	8,68	9,91	7,56
CaO	11,74	12,62	11,24	10,88	13,14	12,87	13,50	14,79
Na ₂ O	1,79	1,51	1,89	0,87	2,37	2,44	1,55	2,33
K ₂ O	0,15	0,13	0,67	0,42	0,41	0,41	0,18	0,54
TiO ₂	1,03	0,88	1,20	1,21	0,56	0,54	0,74	0,47
P ₂ O ₅	0,09	0,09	0,13	0,10	0,20	0,20	0,08	0,06
Loi+	0,60	0,40	0,70	0,10	1,90	2,00	0,50	0,60
Total	99,74	99,71	99,70	99,82	99,77	99,76	99,70	99,78
Cr (ppm)	0,04	0,03	0,02	0,01	0,07	0,06	0,06	0,01
Ni	169,00	126,00	74,00	83,00	51,90	58,30	159,00	67,00
Co	57,90	50,40	51,30	62,30	45,70	44,90	56,80	38,40
Sc	47,00	50,00	51,00	45,00	44,00	44,00	51,00	42,00
V	360,00	347,00	380,00	339,00	239,00	233,00	300,00	183,00
Cu	136,30	189,00	109,30	72,20	39,00	32,20	87,00	7,70
Pb	1,00	1,20	2,40	1,60	1,10	1,40	5,20	6,00
Zn	26,00	14,00	26,00	24,00	25,00	34,00	18,00	15,00
Mo	0,60	0,50	0,90	0,20	0,30	0,10	<0,1	<0,1
Rb	3,00	2,00	5,80	4,60	2,10	1,70	4,90	8,80
Ba	17,00	42,00	242,00	21,00	178,00	191,00	16,00	76,00
Sr	85,20	81,40	118,90	49,00	189,00	207,50	95,80	167,10
Ga	16,20	14,30	16,70	18,90	11,30	10,50	14,90	15,60
Nb	2,00	2,60	4,20	6,10	1,30	1,80	1,30	1,60
Hf	1,10	0,90	1,50	2,00	0,60	0,90	0,90	0,80
Zr	37,80	30,20	44,40	63,20	19,80	26,70	23,90	21,50
Y	25,10	18,30	21,80	25,50	13,60	12,70	17,30	9,90
Th	<0,20	<0,20	0,40	<0,20	<0,20	0,30	<0,20	<0,20
U	<0,10	<0,10	0,20	0,20	<0,10	<0,10	<0,10	0,10
La	2,20	2,60	3,60	5,50	3,10	4,00	1,60	2,60
Ce	7,00	7,40	9,20	13,70	7,60	8,60	5,40	4,90
Pr	1,34	1,27	1,57	2,05	1,13	1,22	0,99	0,79
Nd	7,10	6,30	7,50	10,60	5,40	5,50	6,20	4,00
Sm	2,46	2,25	2,53	2,77	1,38	1,36	1,93	1,15
Eu	0,91	0,74	0,86	1,02	0,54	0,54	0,72	0,46
Gd	3,36	2,77	3,35	3,67	1,73	1,84	2,46	1,51
Tb	0,64	0,54	0,64	0,69	0,36	0,35	0,49	0,29
Dy	3,99	3,19	3,81	4,11	2,18	2,11	3,13	1,75

Tabela 3.5 – Resultados analíticos de amostras dos ortoanfibolitos da Unidade Cabaceiras.

*As amostras GL corresponde amostras do Projeto Boqueirão (Lages et al., 2011).

Resultados analíticos de rocha total para os ortoanfibolitos do Complexo Floresta/Unidade Cabaceiras								
	RS-11A	RS-394	RS-396b	RS-423	RS-507A	RS-507B	GL-011A	GL-191B
Ho	0,87	0,78	0,88	0,95	0,47	0,49	0,69	0,40
Er	2,42	2,19	2,64	2,81	1,47	1,46	1,99	1,11
Tm	0,39	0,32	0,37	0,43	0,23	0,24	0,31	0,17
Yb	2,34	2,19	2,57	2,60	1,48	1,44	1,79	1,02
Lu	0,37	0,31	0,36	0,40	0,22	0,22	0,28	0,15
ΣETR	35,39	32,85	39,88	51,30	27,29	29,37	27,98	20,30
Eu/Eu*	0,97	0,91	0,91	0,98	1,40	1,05	1,02	1,07
La _n /Yb _n	0,63	0,79	0,93	1,41	1,38	1,85	0,60	1,70
La _n /Sm _n	0,55	0,71	0,88	1,22	1,31	1,81	0,51	1,38
Ce _n /Yb _n	0,76	0,86	0,91	1,34	1,34	1,52	0,77	1,22
Ce _n /Sm _n	0,67	0,77	0,85	1,16	1,29	1,48	0,66	1,00
Eu _n /Yb _n	1,11	0,97	0,96	1,12	1,04	1,07	1,15	1,29

Uma amostra do ortoanfibolito da Unidade Cabaceiras foi coletada para a realização da análise geocronológica através do método U-Pb (LA-MC-ICPMS).

Na Figura 3.13 está detalhada a localização em mapa e fotos do afloramento (RS-423), onde foi coletada a amostra para datação.

Foram analisados 11 (onze) zircões que permitiu a individualização de dois grupos de idades distintas que definem duas trajetórias no diagrama concórdia. Um grupo, formado por 6 (seis) zircões, fornece uma idade aparente de 2,042 + 11Ma, enquanto, o outro grupo, formado por 5 (cinco) zircões, resulta em uma idade de 1,996 + 13Ma (Figura 3.15). Em ambos os grupos, todos os zircões plotaram próximo da concórdia, ainda que um espalhamento maior no grupo formado por zircões mais jovens seja observado no diagrama concórdia.

A individualização entre dois grupos de idades diferentes sugere a existência de eventos distintos. As razões Th/U ($\geq 0,3$) observadas para os zircões do grupo com idade mais antiga são típicas de zircões ígneos (tabela 3.6). Isso leva a suposição que idade de 2.042 + 11Ma representa a cristalização ígnea do protólito do ortoanfibolito. Por outro lado, a idade de 1.996 + 13Ma é interpretada como representante de um evento metamórfico no Riachão. Haja vista as razões Th/U ($\leq 0,1$) obtidas para o grupo de zircões mais jovens (Tabela 3.6).

Datações recentes do anfibólio-biotita ortognaisse da Unidade Cabaceiras sugerem uma idade paleoproterozóica (2.050Ma) para essa rocha

(Lages, 2010 *no prelo*). Dessa forma, o anfibólio biotita gnaisse e o ortoanfibolito da Unidade Cabaceiras estão relacionados ao mesmo evento tectono-magmático.

Ocorrências de rochas de granulação fina (Fotos. 3.16A e B) e composição basáltica foram identificadas em alguns pontos na porção noroeste da folha nas proximidades de Barra de Xandó e São Domingos (PB), não cartografáveis na escala de trabalho e sem idade definida. São diques de espessura variáveis (centimétricas a métricas) e pequena extensão com direção NE-SW encaixadas nos ortognaisses Cabaceiras por vezes truncando a foliação milonítica.

Estas rochas são caracterizadas por uma matriz afanítica (90%) microcristalina contendo principalmente minerais máficos como clinopiroxênio e biotita. O clinopiroxênio (>40%) do tipo augita (Foto 3.17A) é hipidiomórfico a xenomórfico apresentando contato irregular com a biotita (45%). Esta apresenta bordas serrilhadas e ocorrem como cristais preferencialmente hipidiomórficos. Fenocristais hipidiomórficos a xenomórficos de plagioclásio (10%) ocorrem dispersos na matriz microcristalina (Foto 3.17B).

As características de campo e petrográficas são compatíveis com diques máficos Rio Ceará-Mirim (K1 β cm) definida por Gomes *et al.* (2001). Não havendo, porém uma definição clara quanto ao seu posicionamento, essas rochas não são individualizadas em mapa, mas estão englobadas na unidade predominante no seu local de ocorrência.

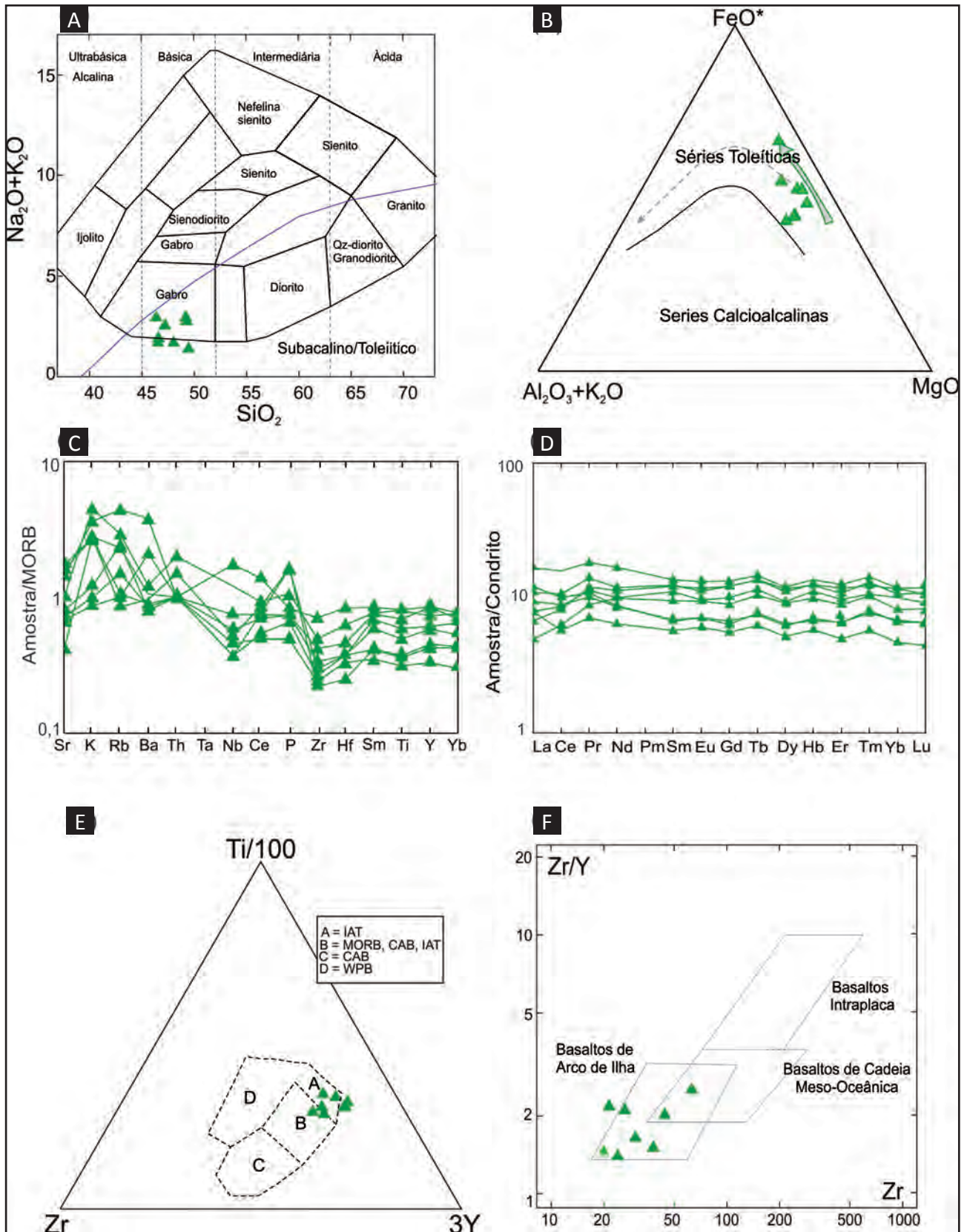


Figura 3.12 – Unidade Cabaceiras: Rochas metamáficas (A) Diagrama de classificação TAS de Cox et al 1979; (B) Diagrama AFM de Irvine & Baragar, 1971; (C) Padrão de distribuição de elementos incompatíveis em relação ao MORB (Pearce, 1983); (D) Padrão elementos terras raras em relação ao condrito (Nakamura, 1976); (E) Ti/100-Zr-Y*3 diagrama discriminante para rochas basálticas (Pearce & Cann, 1973); (F) Zr/Y-Zr diagrama discriminante para rochas basálticas (Pearce & Norry, 1979).

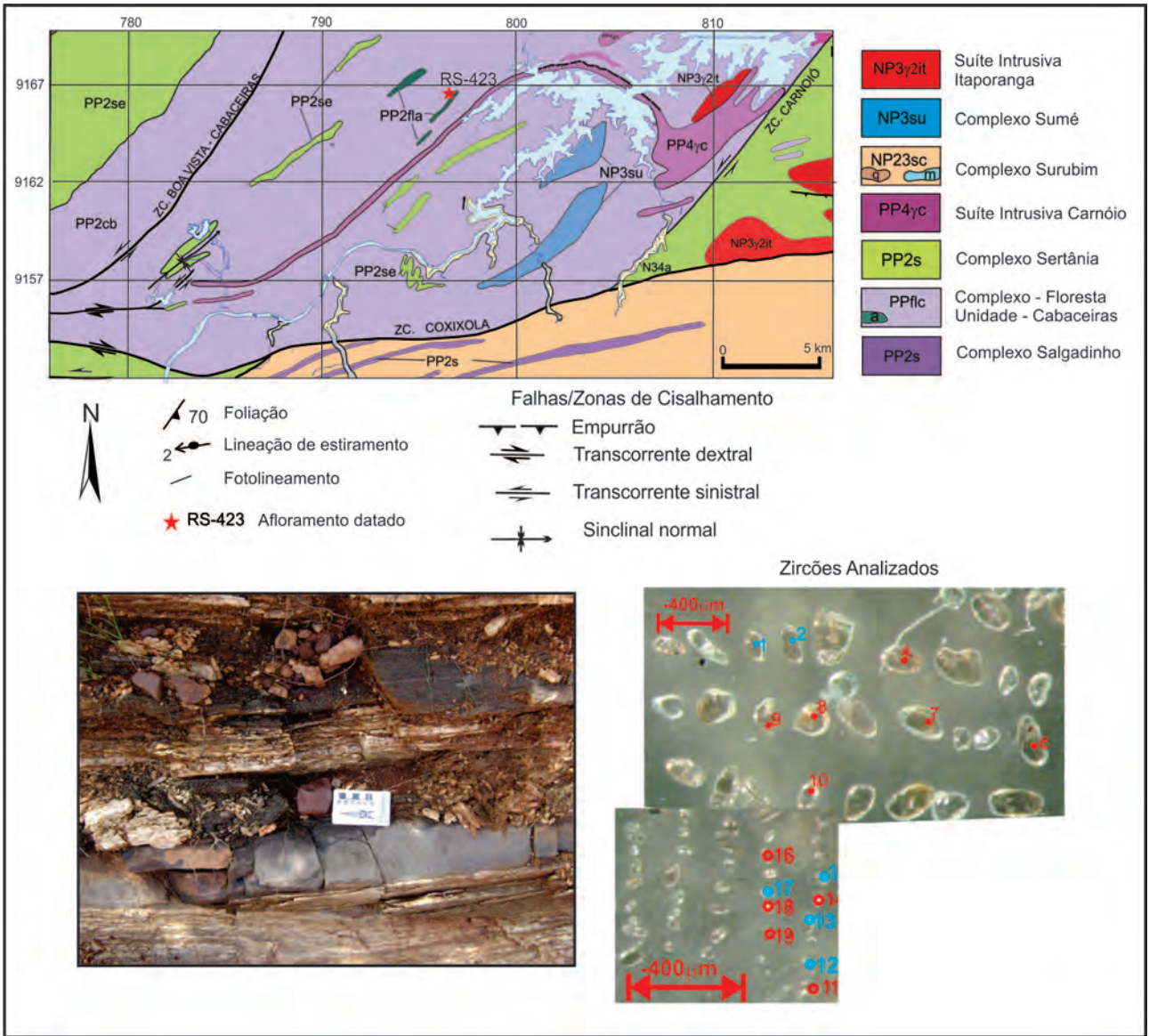


Figura 3.13 – Mapa geológico da área de amostragem para datação das rochas metamórficas da Unidade Cabaceiras, mostrando foto das metamórficas intercaladas concordantemente no ortogneiss Cabaceiras e foto dos zircões datados.

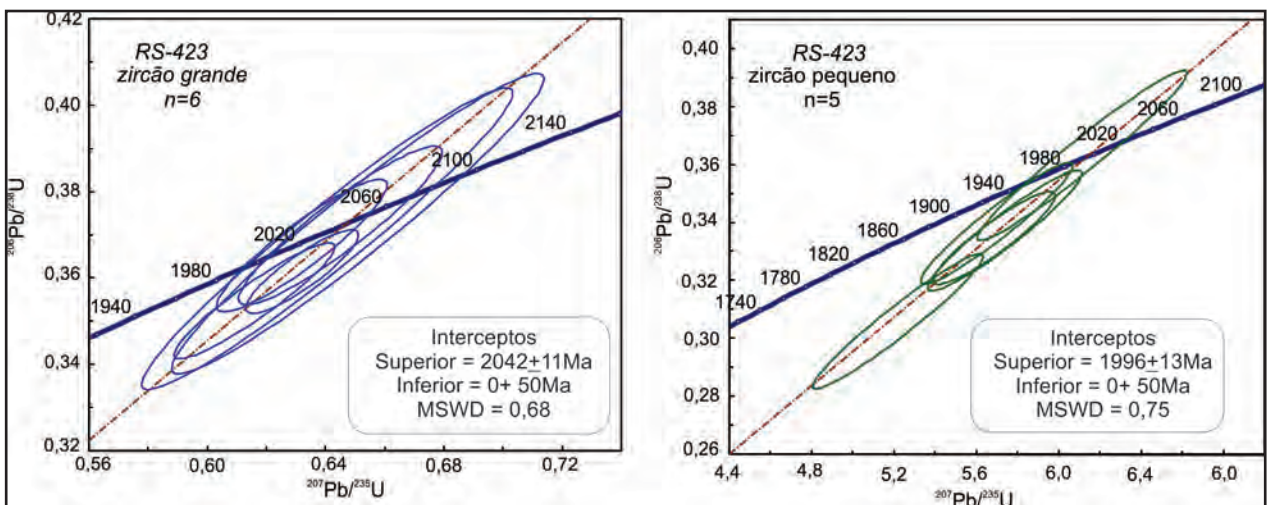


Figura 3.14 – Ampliações do diagrama concórdia U-Pb para a amostra (RS-423) do ortoanfibolito da Unidade Cabaceiras. (A) Grupo de zircões mais antigos. (B) Grupo de zircões mais jovens.

Tabela 3.6 – Dados U-Pb do granada ortoanfíbolito da Unidade Cabaceiras.

Grão. spot	f ²⁰⁶ (%)	Razões										Idades Aparentes					
		²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1δ (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1δ (%)	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	(Ma)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	(Ma)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	(Ma)	Conc. (%)		
GRANDES																	
Z04	0,15	0,44	10016	0,125843	1,04	6,405	4,00	0,369114	3,86	0,97	2041	18	2033	35	2025	67	99,24
Z06	0,02	0,49	99569	0,126777	0,57	6,320	1,23	0,361540	1,09	0,88	2054	10	2021	11	1989	19	96,87
Z07	0,24	0,44	6229	0,126679	1,05	6,509	3,95	0,372627	3,81	0,96	2052	19	2047	35	2042	67	99,48
Z08	0,08	0,43	18393	0,125677	0,83	6,450	2,18	0,372214	2,01	0,92	2038	15	2039	19	2040	35	100,07
Z09	0,09	0,30	17032	0,124685	0,74	6,319	1,86	0,367588	1,71	0,91	2024	13	2021	16	2018	30	99,69
Z10	0,06	0,36	25808	0,125905	0,92	6,158	1,80	0,354743	1,54	0,93	2042	16	1999	16	1957	26	95,87
PEQUENOS																	
Z11	0,16	0,09	10495	0,123309	0,85	5,736	2,67	0,337345	2,52	0,95	2005	15	1937	23	1874	41	93,48
Z14	0,11	0,14	14536	0,123150	0,84	5,684	2,13	0,334766	1,95	0,92	2002	15	1929	18	1861	32	92,96
Z16	0,12	0,10	12335	0,122028	0,80	6,112	3,40	0,363238	3,30	0,97	1986	14	1992	29	1998	57	100,58
Z18	0,10	0,06	14086	0,121585	0,82	5,697	2,65	0,339842	2,51	0,95	1980	15	1931	23	1886	41	95,27
Z19	0,29	0,08	5497	0,123663	0,87	5,217	3,24	0,305984	3,11	0,96	2010	15	1855	27	1721	47	85,63



Foto 3.16 – (A) Dique de basalto com direção aproximada NE truncando foliação milonítica. Notar o par conjugado de fraturas de tensão afetando dique e rocha encaixante. (B) Detalhe de dique de basalto cortando Ortognaisses Cabaceiras. Afloramento RS-597 Açude de Barra de Xandó.

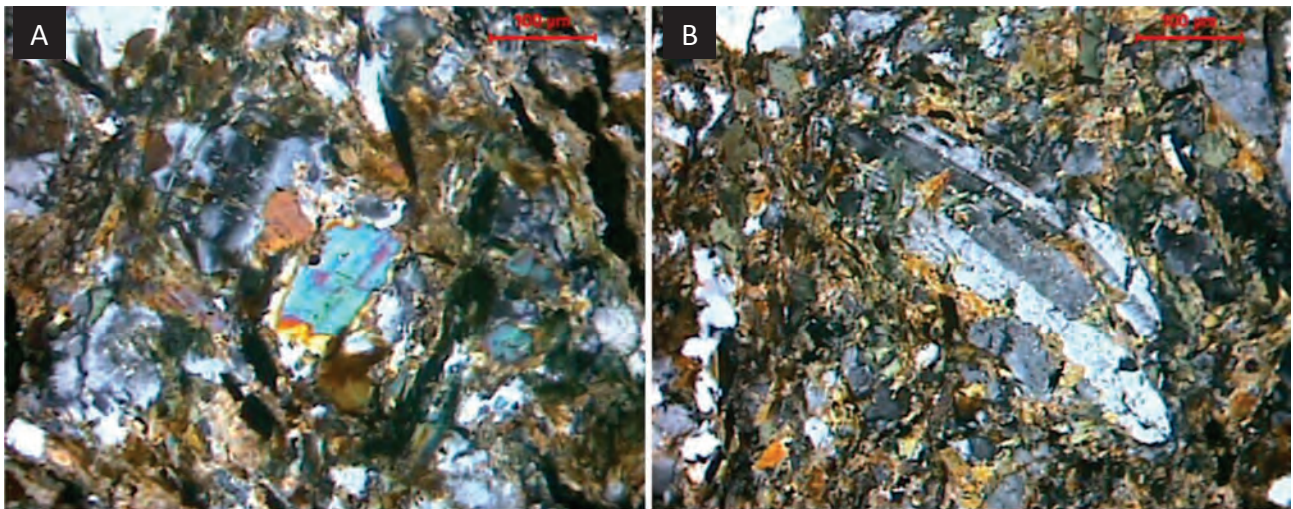


Foto 3.17 – (A) Aspecto geral da matriz microcristalina, com destaque para o cristal de augita no centro da imagem, além das palhetas marrons de biotita; (B) Fenocristal de plagioclásio com geminação polissintética associada à Carlsbad, imerso na matriz microcristalina formada por piroxênios (verde) e biotitas (marrom).

3.2 - SUPRACRUSTAIS PALEOPROTEROZÓICAS

3.2.1 - Complexo Sertânia (PP2se)

Foi inicialmente definido por Santos (1971) para designar uma seqüência predominantemente sedimentar com pequena contribuição vulcânica submetida a metamorfismo de grau metamórfico médio a forte, sendo extremamente migmatizada. Foi formalmente designada de Complexo por Veiga Jr. & Ferreira (1990) e Wanderley (1990), incluindo intercalações de mármore, anfíbolitos, rochas calcissilicáticas e raras formações ferríferas.

Santos *et al.* (2004) apresentaram idades em torno de 2,14 Ga e 1,94 Ga, (U-Pb em zircão) em metavulcânicas do Complexo Sertânia na Folha Surubim e interpretaram este Complexo como uma unidade litoestratigráfica supracrustal paleoproterozoica.

Neves *et al.* (2009) realizaram uma série de análises geocronológicas (U-Pb) em metassedimentos previamente mapeados como pertencentes ao Complexo Sertânia nas folhas Santa Cruz do Capibaribe e Surubim, obtendo uma idade máxima de deposição de 642 Ma. Segundo os autores, as idades paleoproterozóicas obtidas para o Complexo Sertânia estariam refletindo a área fonte (embasamento paleoproterozóico) das rochas metassedimentares que compõem esse complexo. Essas controvérsias sobre a idade do Complexo Sertânia abriram novas discussões sobre o posicionamento estratigráfico do Complexo Sertânia e a sua correlação litoestratigráfica com o Complexo Surubim, devido à similaridade litoestratigráfica, geoquímica e geocronológica entre esses dois complexos (Neves e Alcantara, 2009; Neves *et al.*, 2009).

Ainda que a idade exata do Complexo Sertânia e sua distinção do Complexo Surubim sejam interpretações passíveis de discussões, esses dois complexos foram individualizados e descritos separadamente de acordo com as diferenças entre os litotipos de cada complexo observadas na Folha Santa Cruz do Capibaribe.

As rochas do Complexo Sertânia ocorrem na porção extremo NE e NW, e entre as zonas de cisalhamento Coxixola e Congo na folha (Figura 3.2), em contato com o Complexo Surubim e a Unidade Cabaceiras (ortognaisses), com extensa exposição de afloramentos a sudoeste e nordeste do traço principal da Zona de Cisalhamento Coxixola. Os afloramentos desse complexo são observados como lajedos sem expressão topográfica ou nos leitos de riachos.

Constitui uma seqüência composta por biotita xistos e paragnaisses com granada e sillimanita, geralmente migmatizados. Apresenta intercalação de mármore, lentes de anfibolito e raras ocorrências de quartzitos não cartografadas na escala de trabalho. Os sillimanita-granada-biotita gnaisses são inequigranulares, mesocráticos, com granulação fina a média, coloração cinza e textura

lepidogranoblástica ou porfirolepidoblástica. Essas rochas possuem bandamento gnáissico centimétrico marcado pela intercalação entre planos enriquecidos em biotita e planos formados por quartzo e feldspato (Foto 3.18A). Em algumas porções predominam termos com estrutura migmatítica desenvolvendo um bandamento, caracterizadas por intercalações decimétricas entre o +sillimanita-granada-biotita (mesossoma) e os leucossomas formados por quartzo, feldspato, feldspato potássico e granada (Foto 3.18B).

Os granada-biotita xistos são inequigranulares, com granulação fina na matriz e porfiroblastos de granada com até 1cm de diâmetro (Foto 3.18C). Esses litotipos são compostos por quartzo, feldspato (<10%), biotita, granada e sillimanita (fibrolita).

As ocorrências de quartzitos são restritas a camadas decimétricas intercaladas com granada-biotita gnaisses. Essas rochas são brancas ou amareladas, equigranulares com granulação fina e textura granoblástica (Foto 3.18D). Quartzo é o principal mineral que perfaz essa rocha, entretanto, muscovita pode ser observada em alguns afloramentos.



Foto 3.18 – (A) granada-biotita gnaisse com intercalações milimétricas a centimétricas de bandas quartzo-feldspáticas com granada e bandas enriquecidas em biotita (Afloramento RS-81). (B) granada biotita gnaisse migmatítico com leucossomas quartzo feldspáticos irregulares repletos de cristais centimétricos de granada (Afloramento RS-597). (C) Aspecto de campo de granada-biotita xisto porfiroblástico do Complexo Sertânia (Afloramento RS-01). (D) Intercalações decimétricas de camadas quartzíticas com biotita xistos (Afloramento RS-05).

As melhores exposições de mármore (PP2sem) são observadas nas pedreiras que ocorrem nas extremidades oeste da área (Foto 3.19A). Os mármore são cinza claro, esbranquiçados, equigranulares, com textura granoblástica e granulação fina. Essas rochas são formadas por calcita, dolomita e mica. Wolastonita e minerais opacos podem ocorrer em algumas porções.

As metamáficas anfibolíticas ocorrem como intercalações de lentes centimétricas a decimétricas nos paragneisses, geralmente concordantes com a foliação principal e muitas vezes boudinadas (Foto 3.19B), apresenta uma coloração cinza escuro esverdeado, granulação fina a média e textura granolepidoblástica. É comum em toda área, mas não ocorre em escala mapeável.

As rochas paraderivadas apresentam-se, microscopicamente, com estrutura bandada félsica-máfica. As bandas escuras são ricas em biotita, enquanto as bandas claras mostram quartzo e feldspato de granulação fina a média; localmente observam-se níveis compostos essencialmente de quartzo. Nos níveis quartzo-feldspáticos a textura é granoblástica, consistindo de agregados de pequenos grãos, nos níveis quartzosos, os cristais de quartzo são grandes e alongados com extinção ondulante, indicando crescimento por redução de área de limites de grãos. Mostra estrutura foliada com agregados lepdoblásticos de biotitas; em grande parte das seções observa-se duas gerações de biotitas onde a segunda define a foliação principal. A maioria do plagioclásio mostra boa geminação e alguns grãos antipertíticos com exsoluções de microclina (Foto 3.20A). A microclina mostra, por vezes, geminação albita-periclina com inclusões reliquiares de plagioclásio e quartzo. Granada ocorre como agregados de pequenos grãos ou como porfiroblastos fraturados, às vezes com substituição por biotita e minerais opacos (possivelmente ilmenita ou hidróxido de ferro).

Raramente pode ser observada hornblenda que se dá às expensas da biotita, conforme a reação: Biotita + Plagioclásio + Quartzo \leftrightarrow Microclina + Hornblenda + Granada + Minerais opacos + H₂O, sob condições de fácies anfibolito superior (Foto 3. 20B).

Ao microscópio as rochas metabásicas (anfibolitos) apresentam predominantemente granulometria fina, quase que completamente compostas por anfibólio (15-95%) e plagioclásio (<45%). Os anfibolitos são inequigranulares, melanocráticos com textura nematoblástica. O anfibólio apresenta características petrográficas compatíveis com a pargasita ou magnésio-hastingita altera para actinolita-tremolita.

A geoquímica das metamáficas anfibolíticas pertencentes ao Complexo Sertânia foram discutidas por Accioly *et al.* (2009), que realizaram 5 análises químicas para elementos maiores, traços e terras raras para esta unidade. As análises revelaram um *trend* predominantemente de rochas de composições basálticas indicando um protólito ígneo plotando no campo de basaltos toleíticos e no campo calcioalcalino. Os elementos terras raras normalizados por condrito mostram um padrão plano a levemente inclinado para elementos terras raras leves, evidenciando um maior ou menor conteúdo de anfibólio nas mesmas. As amostras projetadas em diagrama multi-elementar, normalizado ao MORB exibem anomalias negativas de Th e Nb, com razões Nb/Ta variáveis entre as amostras, sugerindo que processos de diferenciação e/ou metamorfismo afetaram o comportamento geoquímico destes elementos. Em diagramas discriminantes as amostras estão espalhadas nos campos de rochas basálticas toleíticas de assoalho oceânico, estes dados permitiram Accioly *et al.* (2009) interpretar que estas amostras representem um ambiente de arco, corroborando os resultados anteriores obtidos por Sales (1997) e Santos *et al.*, (2004).

Uma análise Sm-Nd (rocha total) realizada no granada-biotita- gnaiss (amostra RS-001), apontou para esta rocha uma idade modelo (T_{dm}) = 2,14 Ga,

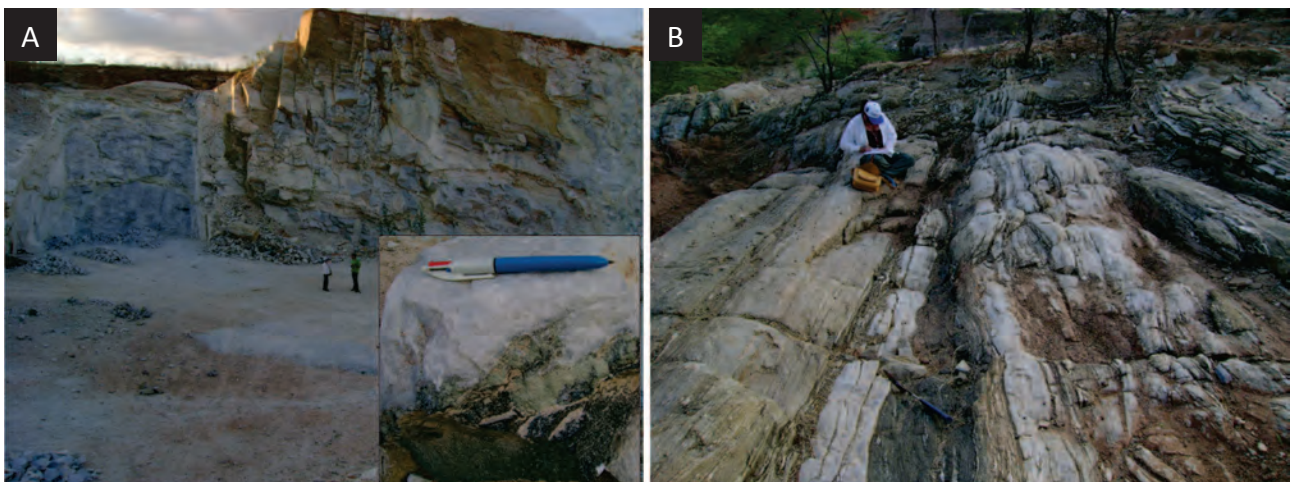


Foto 3.19 – (A) aspecto de campo do mármore do Complexo Sertânia, pedreira na extremidade oeste da área próxima a cidade de Caraúbas (PB), detalhe contato do mármore com a metamáfica. (afloramento RS-06); (B) Lentes de metamáficas do Complexo Sertânia detalhe de boudin assimétrico em camada de paragneiss no mesmo afloramento (RS-05).

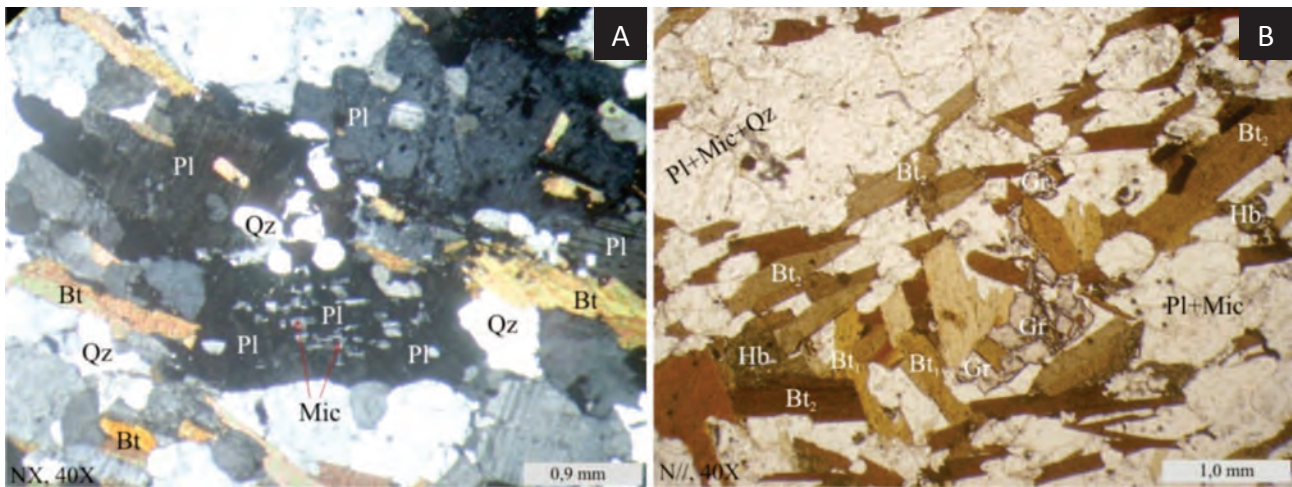


Foto 3.20 – (A) Plagioclásios (Pl) geminados e alguns grãos anti-perfíticos com exsoluções de microclina (Mic); (B) O crescimento de granada (Gr) e hornblendas (Hb) a partir das biotitas (Bt), biotitas da segunda define a foliação.

com valor levemente positivo de $\epsilon Nd^{(2.050)} = 1,25$ sugerindo uma possível contribuição de materiais/ fontes juvenis na formação das rochas desta região.

3.3 - UNIDADES PALEOPROTEROZOICAS/ MESOPROTEROZOICAS

Estas unidades estão representadas pelo Complexo Gabro-anortosítico de Boqueirão, a Suíte Intrusiva Carnóio e a Suíte Intrusiva Serra da Taquaritinga (Figura 3.15) que representam um evento magmático intraplaca no limite entre o Paleoproterozoico e Mesoproterozoico.

3.3.1 - Magmatismo Intraplaca

3.3.1.1 - Complexo Gabro-anortosítico Boqueirão (PP48b)

O metanortosito Boqueirão foi inicialmente descrito por Ferreira (2000) como uma pequena intrusão de rochas anortosíticas levemente foliadas associados a diques sinplutônicos de gabro-dioritos que corta as rochas paleoproterozóicas do maciço de Cabaceira.

Santos *et al.* (2002) e Accioly *et al.* (2003) redefiniram esse complexo para Maciço Metanortosítico Boqueirão, dividindo o maciço em fácies petrográficas, assim caracterizadas: anortositos, gabros, dioritos e rochas ultramáficas. Os autores utilizaram o nome maciço em virtude da dimensão territorial sugerida para esse complexo (~300km²). Entretanto, esta área cartografada mostra-se bastante exagerada, sendo parte dela ocupada por rochas da Unidade Cabaceiras. Durante a integração do mapa geológico ao milionésimo do território nacional Angelim *et al.* (2004), utilizaram a denominação Complexo Gabro-anortosítico Boqueirão para estas rochas, termo mantido, neste relatório.

As rochas associadas a esse complexo ocorrem somente no norte da área de trabalho (Figura 3.15),

perfazendo uma área de 2km² com os melhores afloramentos localizados no sangradouro do açude Epitácio Pessoa, na cidade de Boqueirão.

Esse complexo é formado por metanortositos foliados com intercalações métricas de metagabros (Foto 3.21A e B). Os metanortositos são cinza-esbranquiçados, hololeucocráticos, inequigranulares com granulação que varia entre média e grossa com uma boa orientação dos minerais, notadamente os máficos (Foto 3.21A). São constituídas de plagioclásio ($\geq 90\%$) em cristais no geral hipidiomórficos com até 3,0mm de tamanho, não alterados e sem evidências de deformação. Alguns poucos cristais mostram bordas mirmequíticas. Anfibólio ($\leq 10\%$) da família das hornblendas (Foto 3.22B) constitui a fase mineral máfica essencial da rocha. Clinopiroxênio (1-3%), granada, titanita, apatita e zircão como minerais acessórios. A foliação é facilmente observada no campo, embora a textura granoblástica predomine nas seções delgadas sem indícios de reorientação da trama cristalográfica (Foto 3.21D e 3.22A e B). A presença de cristais de plagioclásio com contatos retilíneos formando junção tríplice (Foto 3.22A) indica cristalização em equilíbrio ou pelo menos de predomínio de mecanismos de recristalização estática durante o desenvolvimento da trama. Nas porções afetadas pela Zona de Cisalhamento Carnóio observa-se uma foliação milonítica bem desenvolvida (Foto 3.21C).

Os metagabros ocorrem como camadas métricas (antigos diques sinplutônicos?) intercalados com os metanortositos (Foto 3.21A e B). Essas rochas são cinza escuro, levemente esverdeadas, melanocráticas, foliadas, inequigranulares com granulação fina a média. Em lâmina a rocha apresenta uma textura fanerítica média a grossa, sem orientação dos minerais. A assembléia félsica é composta essencialmente por plagioclásio (29%) e quartzo. Anfibólio (60%) é o máfico principal, subordinadamente ocorrendo clinopiroxênio (10%) e minerais opacos. Saussurita ocorre como produto secundário de alteração do plagioclásio. Anfibólio: da família das hornblendas ocorre como

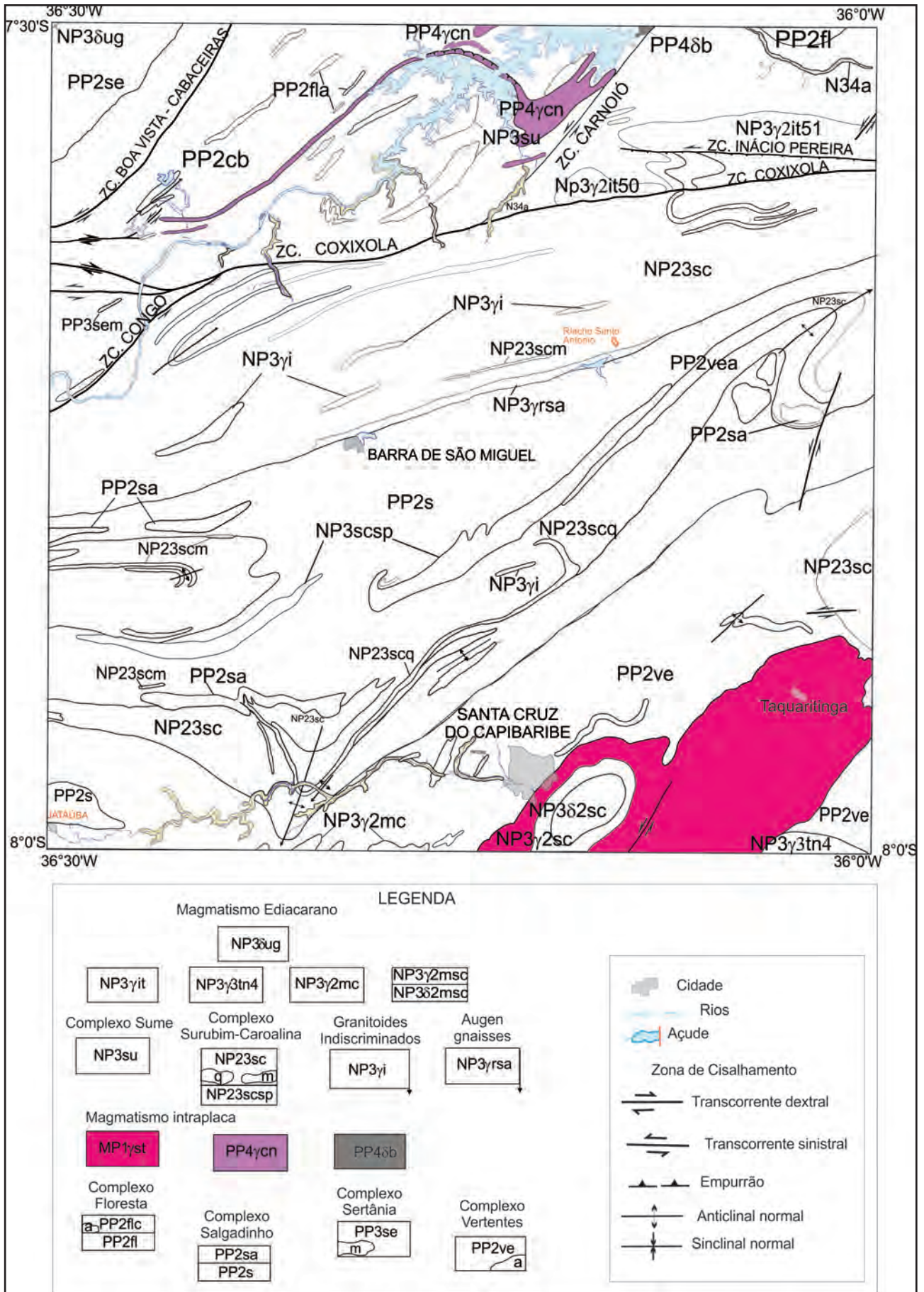


Figura 3.15 – Mapa geológico simplificado da Folha Santa Cruz do Capibaribe, mostrando as unidades paleo/mesoproterozoicas.



Foto 3.21 – (A) Visão geral de afloramento do Complexo Metanortosítico Boqueirão localizado no sangradouro do açude Epitácio Pessoa no Município de Boqueirão (PB), afloramento RS-503. (B) Detalhe da camada de metagabros (diques sin-plutônicos); (C) aspecto do metanortosito com textura milonítica na Zona de Cisalhamento Carnoió (RS-504); (D) aspecto de campo do metanortosito foliado (RS-504).

cristais no geral hipidiomórficos a xenomórficos às vezes substituindo o clinopiroxênio, principalmente ao longo dos planos de clivagens deste. Plagioclásio: ocorre como cristais usualmente hipidiomórficos a xenomórficos, com teor de anortita em torno de 20-25%, geminados, com extinção ondulante e alguns com planos de maclas deformados. Clinopiroxênio ocorre como cristais hipidiomórficos geralmente fraturados. Minerais Opacos estão associados aos cristais de anfibólio, ocorrendo geralmente no interior desses ou em seus interstícios.

Algumas considerações sobre o posicionamento estratigráfico do Complexo Metanortosítico Boqueirão podem ser realizadas, apesar da carência de dados geocronológicos disponíveis para esse complexo. Os aspectos petrográficos são correlacionáveis àqueles descritos para o Complexo Metanortosítico de Passira (Accioly *et al.*, 2000), com idades em torno de 1,7 Ga. Esses complexos anortosíticos devem fazer parte do mesmo evento tectono-magmático de caráter anorogênico, como sugerido por Ferreira (2000).

O dado isotópico do sistema Sm-Nd (Rocha Total) para o metanortosito Boqueirão aponta uma

idade $T_{DM} = 2,63$ Ga. Estes valores foram recalculados para 1,7Ga idade utilizando-se por base a do Complexo Metanortosítico de Passira (Accioly *et al.*, 2000), o valor de $\epsilon Nd^{(1700)}$ obtido -7,53. Esses dados sugerem alguma contaminação crustal e/ou um manto enriquecido como reservatório deste magma.

3.3.1.2 - Suíte Intrusiva Carnoió (PP4 γ cn)

A suíte Intrusiva Carnoió é definida neste trabalho para englobar ortognaisses graníticos a sieníticos, aflorantes na porção norte da folha Santa Cruz do Capibaribe (Figura 3.1), próximo ao açude Epitácio Pessoa no Município de Boqueirão (PB). Estas rochas de idade estateriana-calimiana exibem características químicas e petrográficas correlacionáveis aos ortognaisses sin-tangenciais (γ_2), descritas por Medeiros (1999) na Folha Sumé. Estes ortognaisse vinham sendo considerados como Suíte Camalaú (Gomes, 2001 e Santos *et al.*, 2002) reunindo uma série de corpos graníticos deformados com provável idade toniana distribuídos no Terreno Alto Moxotó. Os ortognaisses Carnoió seriam relacionados a granitóides mais evoluídos da suíte Camalaú (ortognaisses metaluminosos

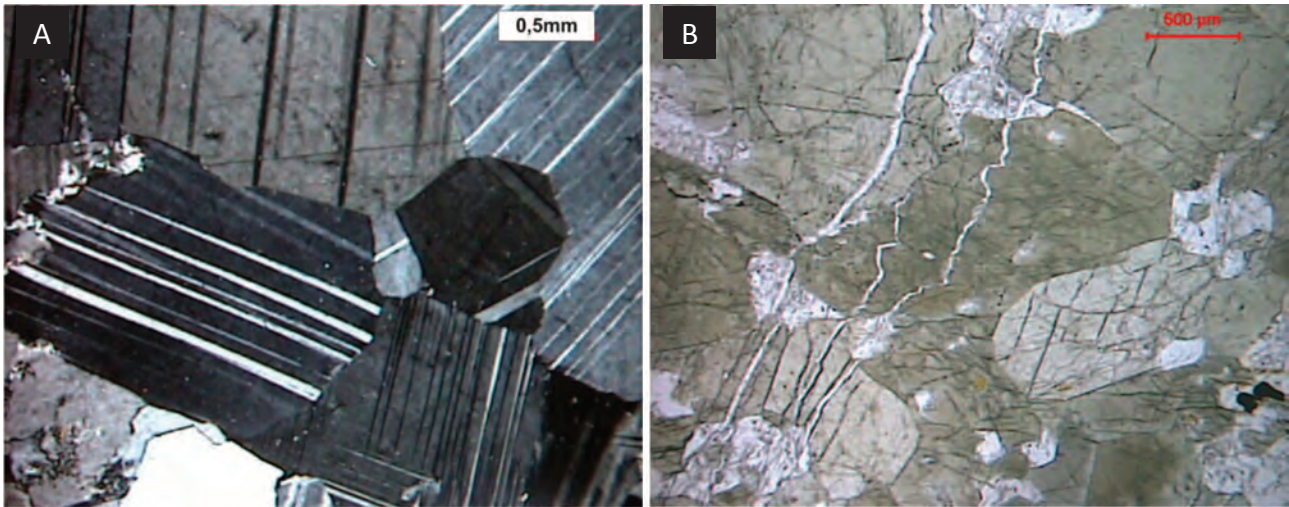


Foto 3.22 – (A) Agregado de cristais de plagioclásios não alterados com contatos retilíneos formando junção triplíce indicando cristalização em equilíbrio (nicóis cruzados); (B) Cristal de anfibólio em seção basal mostrando duas clivagens e micro-fraturamento (nicóis paralelos).

a peraluminosos, com padrões geoquímicos compatíveis com granitóides intraplacas).

Os afloramentos ocorrem na forma de pequenos lajedos ou como feições fisiográficas de destaque topográfico positivo na área, como no caso específico da Serra do Carnoió (Foto 3.23). Essas rochas são intrusivas nos ortognaisses Cabaceiras. Apresentam uma orientação principal NE-SW com continuidade para outras porções da Zona Transversal à sudoeste da área em estudo. Esse *trend* se prolonga por cerca de 140 km, desde a Serra Caturité (na Folha Boqueirão) até a Serra da Rajada (na Folha Pesqueira).

A Suíte Carnoió é caracterizada por anfibólio ortognaisses de composição granítica a sienogranítica. Localmente, termos de composição álcali-granítica/quartzo-sienítica podem ser observados (Figura 3.16), possuem coloração cinza claro a levemente rosados, inequigranulares, leucocráticos, com granulação média na matriz e textura granoblástica a porfiroblástica. Os porfiroblastos são representados por cristais de anfibólio com 0,5 a 1 cm de comprimento (Foto 3.24A). Constituem rochas foliadas caracterizadas pela orientação preferencial de cristais de anfibólio e esparsos cristais de biotita. Nas porções mais próximas à Zona de Cisalhamento

Carnoió, essas rochas possuem foliação milonítica. Em alguns locais, esses ortognaisses possuem textura augen bem desenvolvida, com augens de feldspato potássico com até 3cm de comprimento no eixo maior (Foto 3.24B).

Mineralogicamente, estas rochas são constituídas por microclina, às vezes pertítica (30-50%), plagioclásio (oligoclásio, 10-20%), quartzo (8-24%), hornblenda (12-25%) e biotita (3-13%), tendo como acessórios granada (almandina ~5%), allanita (1-5%), titanita (~1%), apatita (1-3%), zircão (2-3%), e minerais opacos (1-3%). Mica branca, epidoto, calcita e hidróxidos de ferro ocorrem geralmente nas fraturas como produto de alteração. Se observam algumas evidências de deformação intracristalina no estado sólido, como geminações deformadas nos plagioclásios, extinção ondulante na maioria dos cristais de quartzo, plagioclásios e feldspato potássico (em alguns casos até formação de subgrãos contatos irregulares, às vezes formando exudados paralelos a foliação principal) e um intenso microfraturamento destes cristais.

O feldspato potássico é a microclina e frequentemente apresenta textura micropertítica (Foto 3.25A), com lamelas de albita fortemente alteradas, e



Foto 3.23 – Visão da borda noroeste da Serra do Carnoió.

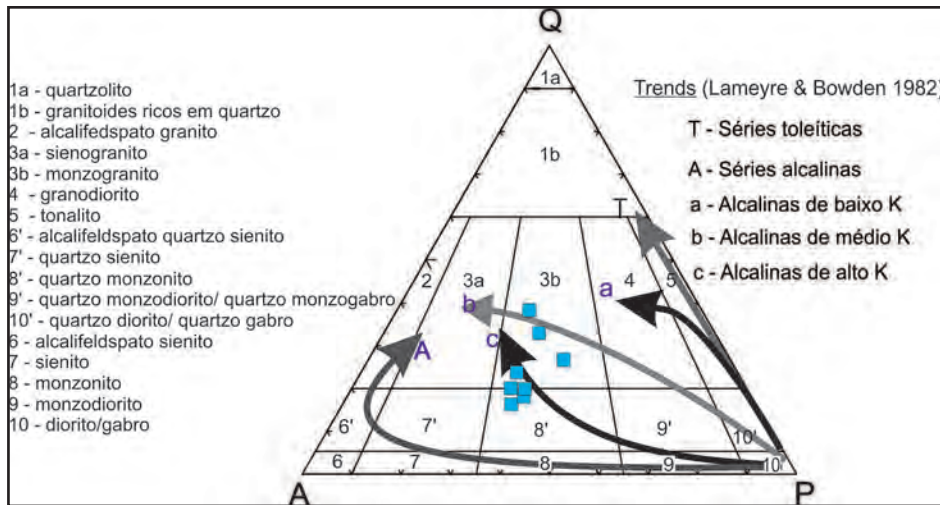


Figura 3.16 – Classificação modal dos ortognaisses da suíte Carnoió no diagrama QAP, segundo Streckeisen (1976).

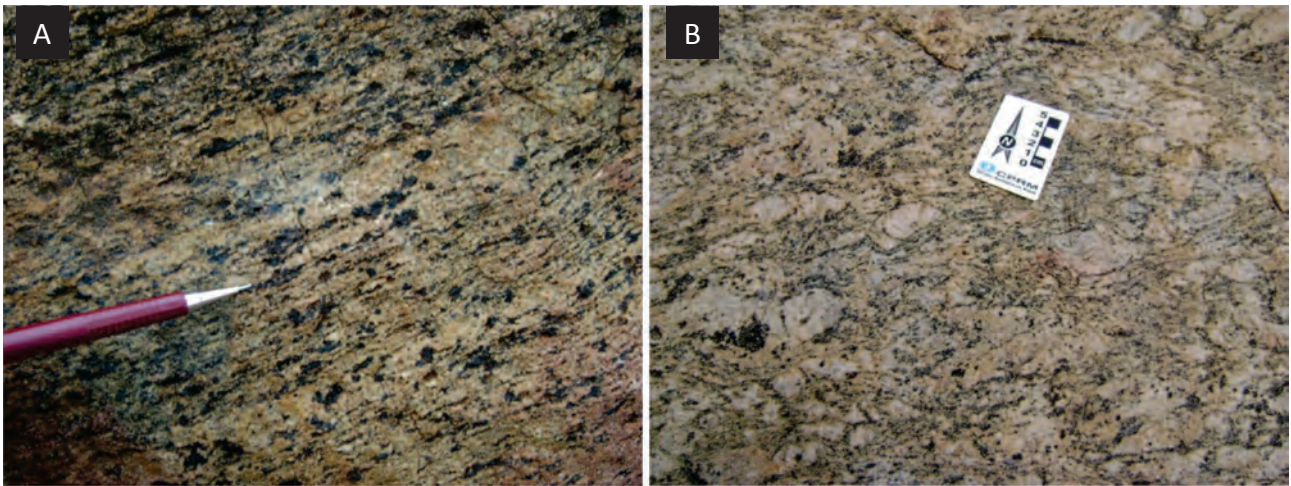


Foto 3.24 – (A) Detalhe de cristais de hornblenda. Note que a foliação é caracterizada pela orientação desses cristais (Afloramento RS-421); (B) Porção restrita da Suíte Carnoió fácies com textura augen caracterizada pela ocorrência de cristais de feldspato potássico com até 3 cm de comprimento no eixo maior (Afloramento RS-457).

bordas de plagioclásio (albitização), podendo ocorrer também como grãos isolados nos exudados.

O anfibólio (hornblenda hastingsítica) ocorrendo sob a forma de cristais granulares ou prismáticos, predominantemente hipidiomórficos a xenomórficos, geralmente associado com biotita; e fortemente orientado pela foliação principal (Foto 3.25B), apresenta contatos dactilíticos com plagioclásio, sugerindo o seu consumo pelo anfibólio e indicando que o metamorfismo ocorreu pelo menos em fácies anfibolito. A granada é xenomórfica, esqueletiforme, raramente alongada, com contatos irregulares, sempre associada ao plagioclásio e ao anfibólio (Foto 3.25C), por vezes englobando-o, e comumente apresentando inclusões relíquias de biotita. Biotita é xenomórfica, raramente hipidiomórfica, associada frequentemente com granada, como inclusões relíquias, e anfibólio, com contatos retos a interdigitados. É comum ocorrer cloritização e possuir inclusões de minerais opacos seguindo suas clivagens. Allanita é xenohipidiomórfica, associada ao anfibólio e apresentando microfraturamento no mineral encaixante.

Foram analisadas 14 amostras do ortognaisse da suíte Carnoió, cujos resultados analíticos estão representados na Tabela 3.7.

Quimicamente os ortognaisses Carnoió são caracterizados por teores de sílica entre 63,3-74,8%, são ricos em álcalis ($K_2O+Na_2O \approx 9\%$), Al_2O_3 relativamente baixo (11,6-15,3%) e baixos conteúdos CaO (0,9-2,7%). Estas rochas mostram uma assinatura metaluminosa (Figura 3.17A), rica em álcalis e distribuídas no campo subalcalino do diagrama álcalis totais ($Na_2O + K_2O$) vs. sílica.

No diagrama K_2O vs SiO_2 (Figura 3.17B) as amostras encontram-se distribuídas na transição dos campos cálcio-alcalino de alto potássio e shoshonítico (Figura 3.17C), desenvolvendo um *trend* essencialmente horizontal. De acordo com o diagrama de Frost *et al.* (2001) estas rochas plotam no limite entre alcalina e álcali-cálcica e no campo férrico. Usando o diagrama ternário Y-Nb-Ga*3 de Eby (1992) a maioria das amostras cai no campo A2 crustal/mantélico com contaminação crustal, podendo então ser classificadas como alcalinas do tipo A2.

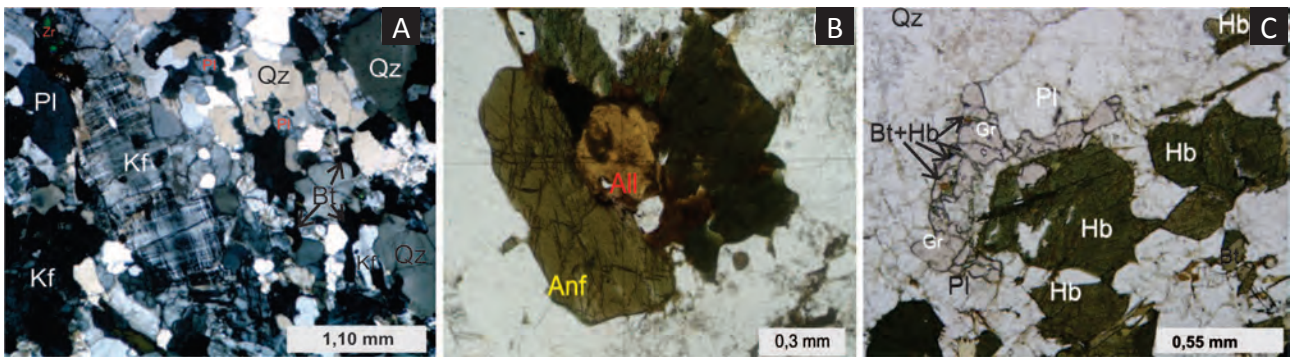


Foto 3.25 – Fotomicrografias do ortogneisse da Suíte Carnoió (A) Cristal de microclina (Kf) micropertítico e fortemente estirados, quartzo (Qz) e plagioclásio também estão alongados; (B) Cristal hexagonal de allanita (All) incluído no anfibólio (Anf), provocando o fraturamento radial nesse mineral; (C) Cristal de granada (Gr), com inclusões relíquias de biotita e hornblenda (Hb) englobando parcialmente um cristal de anfibólio.

Em diagramas de elementos incompatíveis normalizados em relação ao MORB, se observa certo enriquecimento em elementos LILE com anomalias positivas de Rb, Ba, Th, K, La e anomalias negativas de Cs, Sr, U e Ti, com valores de La na ordem de 200 ppm semelhantes a padrões de granitos alcalinos em ambientes intraplaca (Figura 3.17E). Os padrões de ETR normalizados em relação ao condrito mostram abundância de ETR, sendo caracterizados por um fracionamento significativo de ETRL em relação aos ETRP, com fortes anomalias negativas de Eu (Figura 3.17F).

Do ponto de vista de assinatura tectônica estes ortogneisses plotam no campo e/ou mostram comportamento de distribuição típicos dos granitos intraplacas (Figura 3.17D), que podem ter sido gerados por fusão parcial do manto durante um período extensional. Mecanismos de fusão parcial da litosfera subcontinental em ambientes extensionais poderiam explicar os elevados valores de Nb, Y e Zr. Por outro lado, os elevados valores de La sugerem contaminação crustal durante a geração das rochas que compõem a Suíte Carnoió.

Uma amostra (RS-486) de um hornblenda ortogneisse de composição granítica da Suíte Carnoió foi coletada na porção noroeste da Serra Carnoió (Fazenda João Ernesto, Boqueirão (PB), Figura 3.18) para realização de análise geocronológica pelo método U-Pb (LA-MC-ICPMS). Os 21 (vinte um) zircões analisados alinham-se segundo uma discórdia com interceptos superior e inferior de 1638 +13 Ma e 516 +110 Ma, respectivamente (Figura 3.19). A idade de 1638 ± 13Ma (intercepto superior) pode ser interpretada como a idade de cristalização do magma. As razões Th/U (0,2 a 0,5) para todos os grãos analisados (Tabela 3.8) são compatíveis com essa interpretação (Williams e Claesson, 1987). No intercepto inferior, a idade de 516 + 110Ma não possui significado geológico aparente, tomando como base as relações estruturais observadas no campo e outras análises geocronológicas disponíveis na literatura para caracterização dos eventos tectônicos. Além disso, o erro elevado (~110Ma) correlacionado a essa idade prejudica uma interpretação geológica mais confiável.

Nesta mesma amostra foram observados dois cristais de zircão idade de 584+ 3,6Ma

(MSWD= 0,18), que foi interpretado como idade de deformação da rocha.

As idade de 1,6 Ga marca um evento magmático no início do Mesoproterozoico (período Calimiano, ~1,6-1,4 Ga) num contexto anorogênico onde estes ortogneisses seriam mais um marcador de pulsos magmáticos associados com eventos de extensão crustal (rifte?) na região como já, observado por Sá *et al.* (1997; 2002) e Accioly *et al.* (2000) em ortogneisses graníticos e metanortositos tarde Paleoproterozoico a Mesoproterozoico (1,7-1,5 Ga) no Domínio da Zona Transversal.

Análises pelo método Sm-Nd (rocha total) foram realizadas em duas amostras do ortogneisse Carnoió (RS-120 e RS-486) que apontaram para esta rocha idades modelos (Tdm) entre 2,65 e 2,81 Ga, com valores de $\epsilon_{Nd}^{(1.838)}$ variando de -11,32 e -6,67, estes valores negativos sugerem a contribuição de um componente crustal no protólito desse ortogneisse.

3.3.1.3 - Suíte Intrusiva Serra da Taquaritinga (MP1 γ st)

As rochas dessa suíte foram descritas inicialmente por Mello (1971) como um complexo formado por rochas com textura do tipo “Flaser” aflorantes na porção norte-nordeste da Folha Belo Jardim (SC.24-X-B-III). Segundo este autor o termo Complexo “Flaser” foi adotado devido ao padrão textural identificado nestas rochas, marcado pela ocorrência frequente de cristais de microclina elipsoidais estirados, por vezes, arredondados.

Posteriormente, Santos e Mendes (1982) descreveram um magmatismo granítico policíclico na região entre os municípios de Taquaritinga e Fazenda Nova (PE), correlacionando o padrão textural observado nesse Complexo “Flaser” a uma expressiva tectônica de caráter tangencial. O termo *Augen* ortogneisse de Taquaritinga foi utilizado por Sá *et al.* (1997) para descrever ortogneisses de textura *augen* e composição sienogranítica a monzogranítica que afloram na serra homônima de expressivo destaque topográfico.

Tabela 3.7 – Resultados analíticos de rocha total para ortognaisses Carnoió.
 *As amostras GL corresponde amostras do Projeto Boqueirão (Lages et al., 2011)

Resultados analíticos de rocha total para os ortognaisses Carnoió														
	RS-425	RS-457	RS-459	RS-460	RS-486	RS-490	RS-120	RS-421	GL-430	GL-471A	GL-420	GL-471	GL-520	GL-018C
SiO ₂ (%)	64,40	67,85	70,82	74,82	63,58	65,08	68,92	63,30	68,87	48,76	68,40	68,61	70,59	72,99
Al ₂ O ₃	14,00	14,48	12,89	11,92	13,95	13,40	13,85	14,16	13,59	12,98	15,33	13,60	11,65	12,35
Fe ₂ O ₃	8,63	5,45	5,24	2,99	8,49	8,58	4,91	9,01	4,80	16,49	4,19	5,47	6,78	4,11
MnO	0,07	0,16	0,04	0,06	0,08	0,06	0,09	0,10	0,05	5,31	0,06	0,07	0,09	0,03
MgO	2,72	2,20	1,67	0,89	2,73	2,75	1,65	2,83	1,94	8,96	0,54	0,52	0,32	0,13
CaO	3,09	3,17	2,73	2,48	3,20	3,07	3,09	3,10	3,08	3,16	2,28	2,08	1,52	1,97
Na ₂ O	5,47	5,26	5,46	5,71	5,43	5,41	6,34	5,80	6,02	1,37	4,02	2,86	2,51	2,26
K ₂ O	0,63	0,44	0,41	0,21	0,60	0,61	0,35	0,67	0,36	1,37	4,00	5,44	5,18	5,12
TiO ₂	0,07	0,10	0,10	<0,01	0,09	0,08	0,04	0,11	0,06	0,17	0,40	0,62	0,73	0,41
P ₂ O ₅	0,15	0,07	0,08	0,04	0,14	0,14	0,09	0,15	0,08	0,21	0,11	0,15	0,13	0,06
Loi+	0,00	0,20	0,20	0,50	1,00	0,20	0,10	0,10	0,60	0,90	0,40	0,20	0,20	0,20
Total	99,24	99,39	99,63	99,62	99,27	99,39	99,42	99,32	99,46	99,73	99,71	99,61	99,70	99,63
Ni (ppm)	1,00	0,70	3,80	1,10	0,90	3,30	0,80	0,60	1,00	23,90	2,10	4,10	6,10	2,40
Co	0,80	2,60	0,90	1,00	0,90	1,10	0,40	1,10	0,70	51,00	4,40	6,50	4,30	2,10
Sc	10,00	7,00	6,00	2,00	9,00	10,00	5,00	12,00	4,00	42,00	9,00	9,00	4,00	2,00
Cu	13,70	8,80	11,70	1,30	10,40	19,40	10,20	14,40	6,90	77,30	6,80	12,80	25,10	3,20
Pb	6,20	2,60	4,50	4,20	6,10	5,90	3,70	4,40	11,10	7,00	2,40	6,80	4,50	7,30
Zn	143,00	68,00	67,00	52,00	122,00	122,00	88,00	98,00	132,00	85,00	78,00	70,00	73,00	14,00
Cd	0,20	<0,10	<0,10	<0,10	0,20	0,20	0,10	0,10	0,20	0,10	0,20	<0,10	<0,10	<0,10
Sn	3,00	<1,00	1,00	1,00	4,00	3,00	2,00	2,00	2,00	11,00	4,00	4,00	3,00	3,00
W	0,50	<0,50	<0,50	<0,50	<0,50	<0,50	1,10	<0,50	1,00	1,50	<0,50	1,40	0,50	<0,50
Mo	3,70	1,40	2,70	0,80	4,80	4,80	7,40	5,70	4,20	2,40	0,50	1,60	1,60	1,00
As	<0,50	<0,50	<0,50	<0,50	<0,50	<0,50	<0,50	<0,50	<0,50	<0,50	<0,50	<0,50	0,60	<0,50
Rb	118,80	87,50	94,90	107,40	116,30	115,40	132,70	122,30	132,60	22,40	97,10	173,00	117,30	95,40
Cs	0,50	0,10	<0,10	0,30	0,60	0,50	0,60	0,40	0,60	<0,10	4,40	0,60	0,50	0,10
Ba	2369,00	3014,00	1680,00	1723,00	2442,00	1989,00	2719,00	2335,00	2194,00	82,00	1357,00	1259,00	1003,00	1286,00
Sr	142,00	269,50	118,80	132,00	147,40	130,60	142,70	144,30	139,30	73,00	194,10	114,60	89,90	140,70
Ga	29,30	22,90	24,40	20,10	28,90	27,70	27,80	30,80	27,90	19,60	22,80	21,40	19,80	21,90
Ta	3,80	1,40	2,30	1,50	4,20	3,60	2,60	4,00	2,70	0,70	0,80	2,70	1,60	1,40

Tabela 3.7 – Resultados analíticos de rocha total para ortognaisses Carnoió.
 *As amostras GL corresponde amostras do Projeto Boqueirão (Lages et al., 2011)

Resultados analíticos de rocha total para os ortognaisses Carnoió														
	RS-425	RS-457	RS-459	RS-460	RS-486	RS-490	RS-120	RS-421	GL-430	GL-471A	GL-420	GL-471	GL-520	GL-018C
Nb	97,80	33,10	64,70	33,20	104,80	92,00	63,10	103,10	63,90	11,60	12,90	52,30	35,50	35,00
Hf	35,90	17,90	22,50	12,70	33,30	31,90	16,90	37,10	18,80	3,10	10,40	23,20	26,70	23,20
Zr	1433,00	704,30	908,80	434,00	1305,20	1328,10	653,10	1621,40	782,80	94,10	358,90	862,60	892,60	889,90
Y	132,90	54,60	59,10	47,70	129,90	108,90	89,60	102,40	116,80	50,10	76,00	98,50	76,00	107,90
Th	33,80	8,70	20,00	22,90	39,50	25,50	25,90	27,00	27,60	4,80	6,30	34,90	38,40	42,70
U	2,60	0,80	1,00	2,50	3,50	2,60	2,10	2,50	2,60	2,90	1,50	2,20	2,30	2,50
La	365,10	132,20	27,30	150,00	290,70	259,90	253,90	165,50	264,20	44,00	70,00	176,90	161,70	121,70
Ce	683,90	261,20	293,20	280,60	574,60	623,60	501,00	560,40	534,70	91,60	139,30	340,80	317,10	257,70
Pr	85,22	32,19	11,75	32,17	72,51	65,09	59,12	47,28	65,83	10,30	18,36	37,24	36,06	28,06
Nd	335,40	122,30	53,40	119,80	285,10	247,60	230,10	187,40	264,50	35,40	72,70	131,10	133,80	107,60
Sm	49,96	20,20	13,31	17,92	45,05	40,12	34,50	32,93	43,40	6,87	15,03	22,04	23,18	21,23
Eu	8,13	5,50	3,82	4,24	7,08	6,44	6,91	6,38	6,18	1,87	1,73	2,93	3,04	2,98
Gd	38,11	15,02	12,91	12,97	34,42	29,64	26,28	27,02	34,38	7,28	14,53	18,55	19,81	21,47
Tb	5,45	2,32	2,28	1,99	5,35	4,55	3,68	4,23	5,05	1,27	2,45	3,14	2,97	3,51
Dy	26,82	11,53	12,68	10,09	28,18	23,66	19,22	22,98	27,49	7,73	13,86	18,15	15,50	19,88
Ho	4,97	2,13	2,47	1,88	5,29	4,42	3,36	4,48	5,00	1,72	2,71	3,52	2,80	4,12
Er	13,69	5,79	6,97	5,23	14,58	11,95	8,87	12,20	13,29	5,06	7,65	10,06	7,59	11,74
Tm	2,04	0,86	1,04	0,77	2,19	1,80	1,35	1,87	1,93	0,85	1,13	1,59	1,05	1,73
Yb	12,76	5,12	6,39	4,98	13,80	11,55	8,02	12,31	11,69	5,41	6,44	9,50	6,43	10,16
Lu	2,02	0,78	1,03	0,73	2,16	1,83	1,28	1,90	1,73	0,83	0,96	1,38	0,98	1,37
ΣETR	1633,57	617,14	448,55	643,37	1381,01	1332,15	1157,59	1086,88	1279,37	220,19	366,85	776,90	732,01	613,25
Eu/Eu*	0,57	0,97	0,90	0,85	0,55	0,57	0,71	0,66	0,45	0,49	0,36	0,95	0,44	0,43
La _n /Yb _n	19,08	17,21	12,85	20,08	14,04	15,00	21,11	8,96	9,03	15,07	7,25	4,69	16,77	7,99
La _n /Sm _n	4,50	4,03	1,26	5,15	3,97	3,98	4,53	3,09	3,98	3,74	2,86	4,94	4,29	3,53
Ce _n /Yb _n	13,63	12,98	11,67	14,33	10,59	13,73	15,89	11,58	6,54	11,63	5,50	9,12	12,54	6,45
Ce _n /Sm _n	1,82	3,07	1,71	2,43	1,47	1,59	2,46	1,48	0,77	1,51	0,77	0,88	1,35	2,85
Eu _n /Yb _n	1,82	3,07	1,71	2,43	1,47	1,59	2,46	1,48	0,77	1,51	0,77	0,88	1,35	0,84

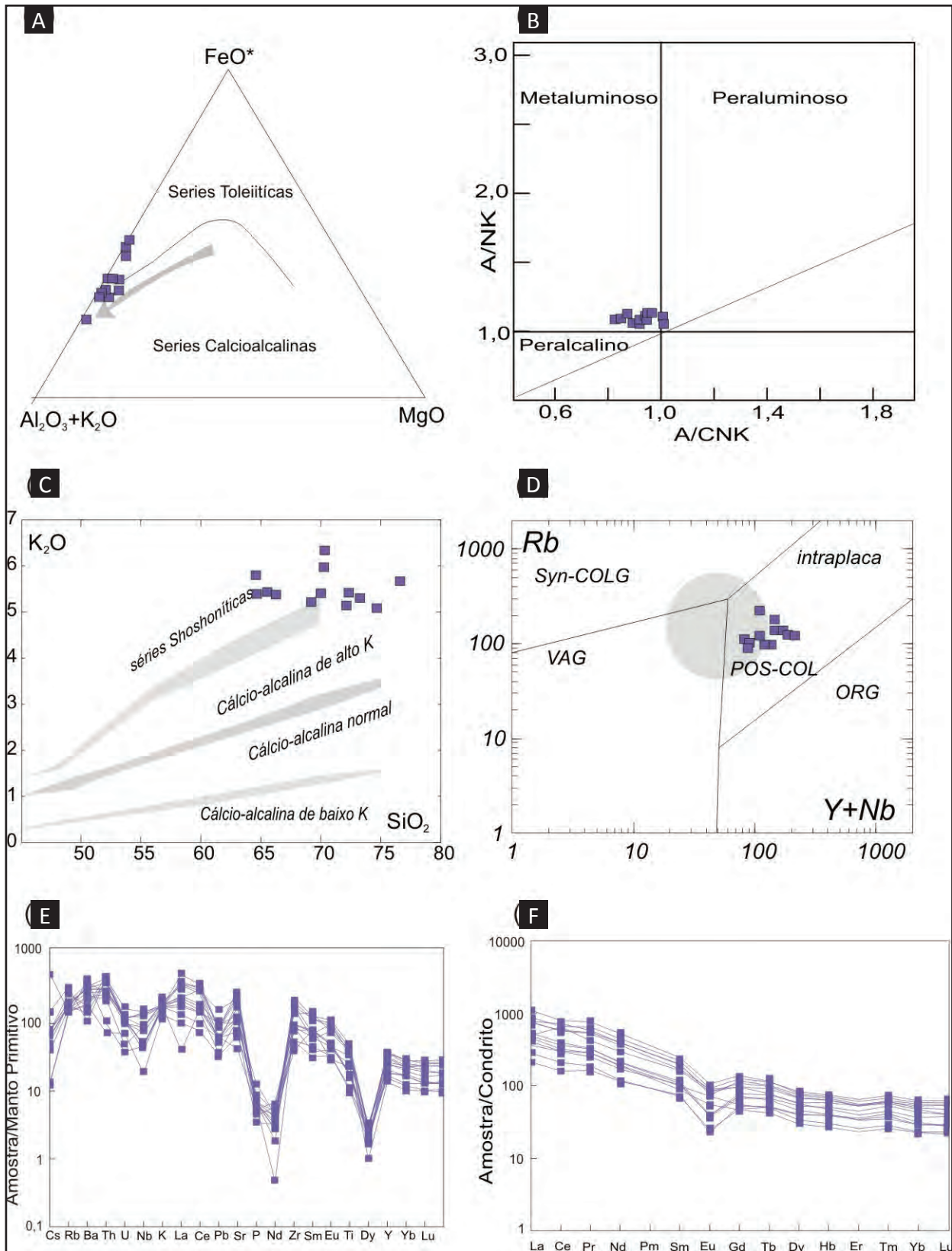


Figura 3.17 – Caracterização química dos ortognaisses da Suíte Carnoió: (A) Diagrama AFM (B) Índices de Shand, expressos em diagrama de Maniar & Piccoli (1989), caracterizando o grau de saturação em alumina; Diagrama Na₂O vs K₂O de Peccerillo & Taylor (1976 mostrando o caráter cálcio-alcalino); (C) (D) Diagramas discriminantes de ambiente tectônico, cujos campos são aqueles propostos por Pearce (1996); (E) Diagrama multielementar expandido de concentrações de elementos incompatíveis normalizados em relação ao manto primitivo (Sun & McDonough, 1989); (F) Padrão ETR normalizado para o condrito (Nakamura, 1976).

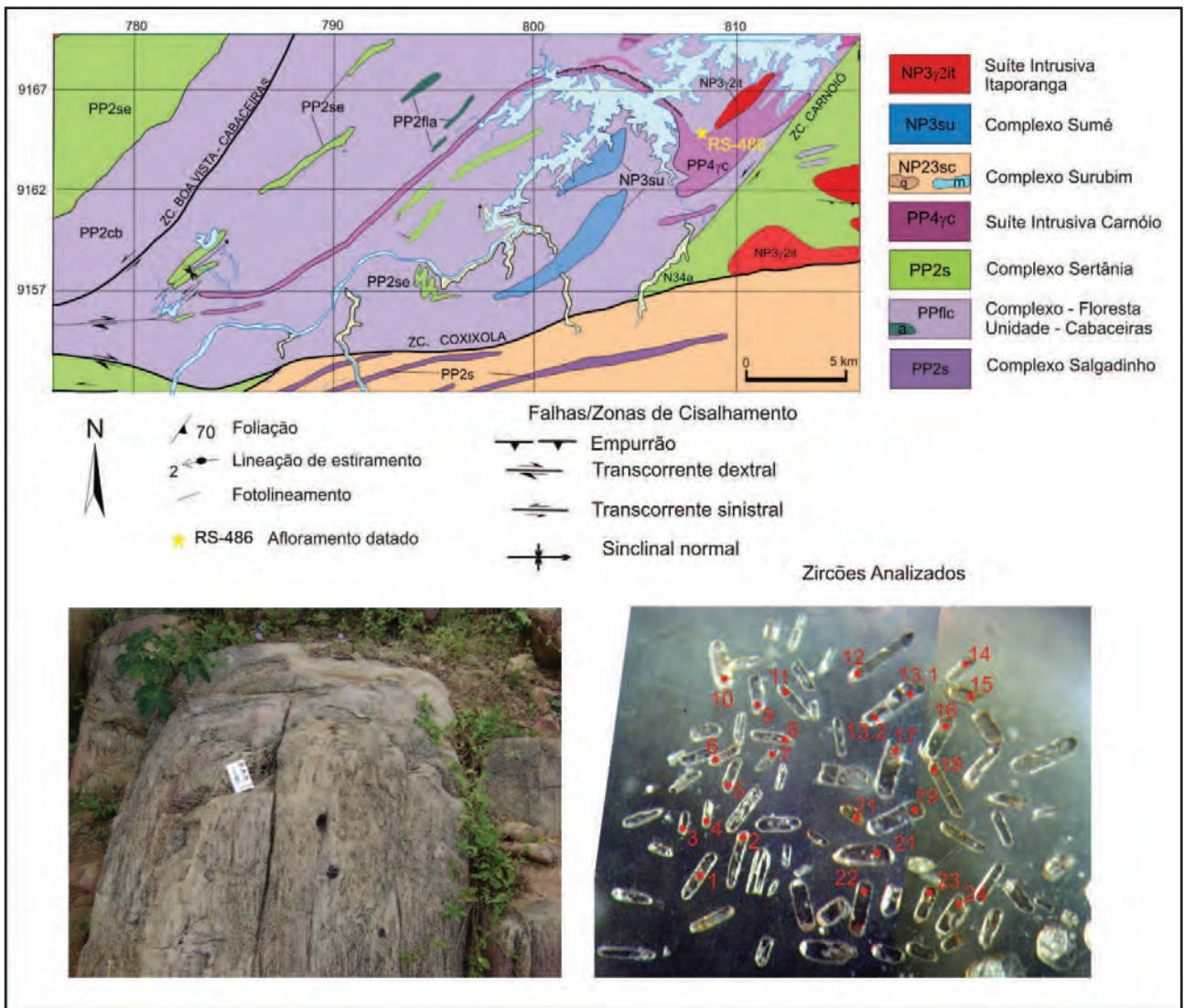


Figura 3.18 – Mapa geológico da área de amostragem para datação do ortognaisse da Suíte Carnói, mostrando foto do afloramento e dos zircões datados.

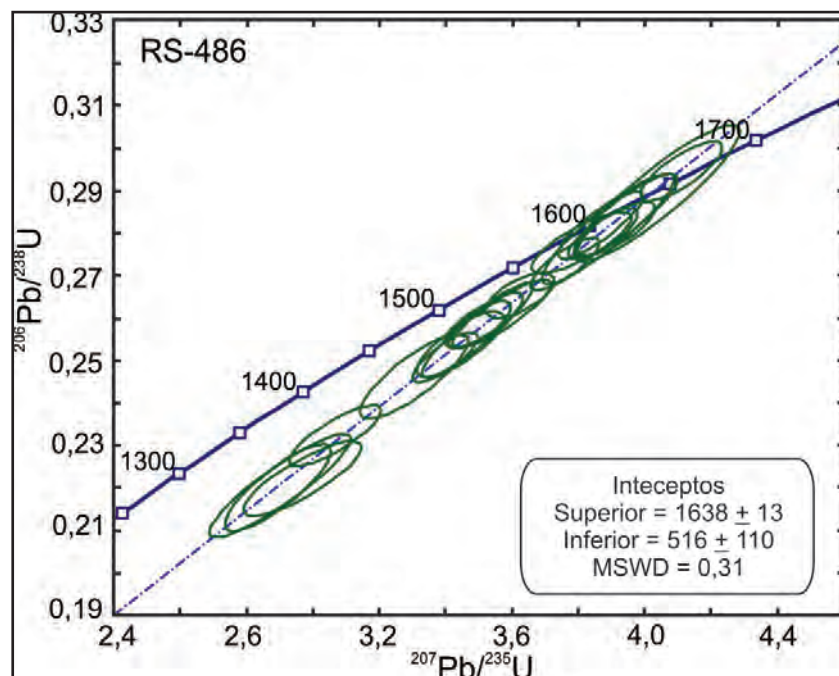


Figura 3.19 – Diagrama concórdia U-Pb para a amostra (RS-486) do ortognaisse da Suíte Carnói.

Tabela 3.8 – Dados U-Pb do granada ortoamfibólito da Suíte Canóio.

Grão. spot	f206 (%)	Razões					Idades Aparentes										
		Th/U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 δ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 δ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 δ (%)	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (Ma)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (Ma)	Conc. (%)			
Grãos Brasileiros																	
Z01	0,12	0,43	13658	0,059455	1,20	0,775	1,56	0,094559	1,00	0,59	584	26	583	7	582	5,56	99,95
Z03	0,12	0,62	14690	0,060033	1,50	0,787	1,72	0,095071	0,84	0,58	605	32	589	8	585	4,71	99,33
Concórdia de 1638																	
Z07	0,05	0,19	34686	0,096875	1,84	2,968	2,44	0,222238	1,61	0,83	1565	34	1400	18	1294	18,87	92,43
Z12	0,17	0,26	7206	0,095427	1,22	2,895	2,26	0,220060	1,91	0,85	1537	23	1381	17	1282	22,14	92,86
Z21	0,15	0,24	10702	0,095384	1,96	2,901	2,99	0,220573	2,26	0,90	1536	36	1382	22	1285	26,24	92,96
Z17	0,07	0,24	24202	0,095737	1,35	3,068	1,84	0,232397	1,25	0,83	1543	25	1425	14	1347	15,21	94,55
Z09	0,18	0,35	9153	0,097322	1,12	3,305	2,00	0,246286	1,65	0,83	1573	21	1482	15	1419	21,03	95,76
Z16	0,07	0,21	23343	0,098325	0,70	3,400	1,18	0,250760	0,96	0,80	1593	13	1504	9	1442	12,37	95,88
Z19	0,08	0,24	17265	0,098422	0,92	3,445	1,54	0,253860	1,24	0,79	1594	17	1515	12	1458	16,16	96,28
Z20	0,12	0,37	14009	0,098593	0,79	3,496	1,94	0,257186	1,77	0,92	1598	15	1526	15	1475	23,28	96,66
Z13-2	0,07	0,21	21963	0,099193	1,15	3,570	1,71	0,261033	1,26	0,87	1609	21	1543	13	1495	16,77	96,90
Z04	0,05	0,22	33895	0,098454	0,77	3,521	1,30	0,259381	1,04	0,81	1595	14	1532	10	1487	13,82	97,04
Z24	0,06	0,28	28165	0,098119	0,76	3,498	1,16	0,258531	0,87	0,73	1589	14	1527	9	1482	11,53	97,10
Z23	0,04	0,21	34398	0,099077	0,84	3,625	1,16	0,265326	0,81	0,66	1607	16	1555	9	1517	10,90	97,56
Z15	0,05	0,27	34722	0,099983	0,65	3,760	1,12	0,272780	0,92	0,82	1624	12	1584	9	1555	12,67	98,14
Z05	0,07	0,27	18602	0,101018	0,77	3,915	1,20	0,281102	0,92	0,77	1643	14	1617	10	1597	13,03	98,77
Z14	0,04	0,30	42699	0,100404	0,67	3,874	1,10	0,279829	0,87	0,79	1632	12	1608	9	1590	12,30	98,90
Z11	0,06	0,20	29005	0,099491	1,21	3,810	1,61	0,277759	1,06	0,81	1615	22	1595	13	1580	14,80	99,07
Z22	0,10	0,38	15716	0,100344	0,91	3,890	2,11	0,281153	1,90	0,91	1630	17	1612	17	1597	26,82	99,11
Z18	0,08	0,34	19446	0,100594	0,81	3,942	1,62	0,284199	1,41	0,87	1635	15	1622	13	1612	20,10	99,39
Z13-1	0,06	0,18	24598	0,099481	0,70	3,867	1,34	0,281948	1,14	0,86	1614	13	1607	11	1601	16,17	99,64
Z08	0,18	0,49	8647	0,101172	1,09	4,038	2,51	0,289440	2,26	0,90	1646	20	1642	20	1639	32,63	99,81
Z10	0,03	0,22	45809	0,101166	0,74	4,111	1,22	0,294696	0,96	0,79	1646	14	1656	10	1665	14,14	100,52

O termo Suíte Intrusiva Serra da Taquaritinga foi utilizado por Angelim *et al.* (2004) para definir essas mesmas rochas, termo este que será mantido nesse relatório.

O Ortogneise Taquaritinga aflora no extremo sudeste da área, constituindo as principais elevações da região; estas rochas são intrusivas nos ortognaisses do Complexo Vertentes. As relações de contatos entre os ortognaisses bandados e o *augen* gnaisse são geralmente tectônicos e mostram uma foliação milonítica de baixo ângulo; em alguns locais o *augen* gnaisse corta o bandamento S1 dos ortognaisses bandados (Foto 26B). Localmente próximo, a cidade Taquaritinga (PE), se observa migmatização.

As rochas da Suíte Taquaritinga possuem coloração cinza a rosa e de textura grossa/*augen* com porfiroclastos de feldspato potássico com até 10 cm de comprimento numa matriz média a grossa (Foto 25A). Tem composição sienogranítica a monzogranítica. A textura é porfiroblástica e se observa uma forte foliação de caráter milonítico.

Mineralogicamente são constituídos de plagioclásio (5-25%); feldspato potássico (> 40%) do tipo microclina, quartzo (15-30%), Anfibólio (12-20%) e biotita (5-12%), tendo como acessórios granada, titanita, fluorita, minerais pacos e o zircão.

Microclina e o quartzo ocorrem em cristais/porfiroblastos sigmoidais (Foto 3.27A) com texturas mortar, sombras de pressão. O plagioclásio ocorre em cristais xenomórficos bastante alterados.

Anfibólio (hastingsita) é o máfico principal, ocorre em cristais xeno-hipidiomórficos, no geral compoendo agregados com biotita+titanita+allanite a+opacos. A biotita ocorre em cristais lamelares. A granada formada por reação metamórfica a partir de biotita e anfibólio durante deformação é observada em vários locais (Foto 3.27B). Calcita pode ocorrer como mineral de alteração. Turmalina é localmente encontrada e pode formar cristais com alguns centímetros de comprimento. Normalmente este mineral ocorre em porções leucocráticas que podem representar o magma residual ou fusão incipiente durante a deformação.

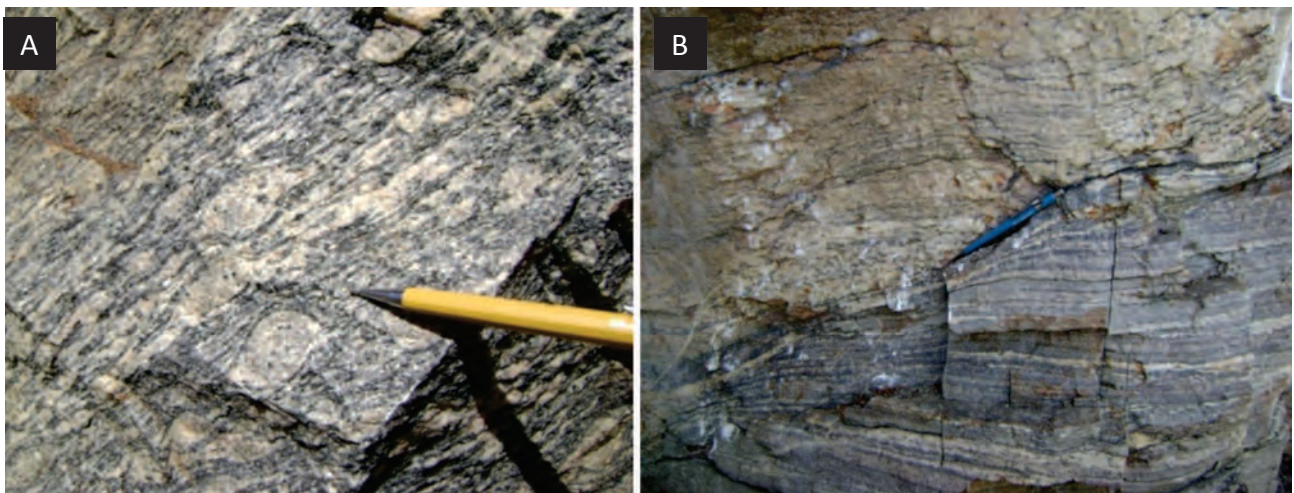


Foto 3.26 – (A) Augens de feldspato potássico do ortogneise da Suíte Taquaritinga (Afloramento RS 293); (B) Contato entre ortogneise da Suíte Taquaritinga e o ortogneise bandado do Complexo Vertentes (Afloramento RS 293, na rodovia PE-130).

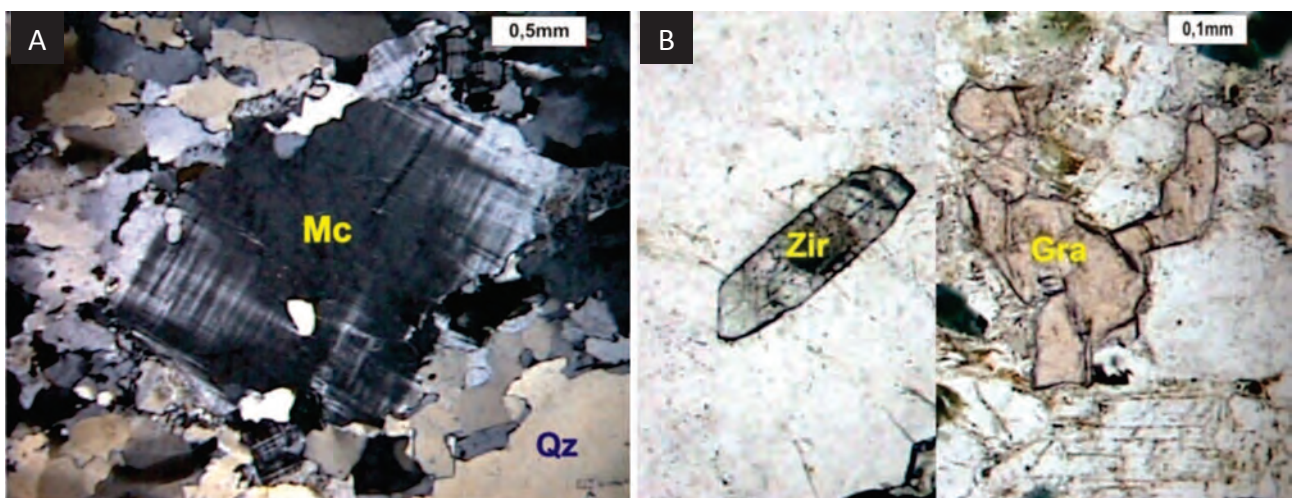


Foto 3.27 – Aspectos texturais do ortogneise Taquaritinga (A) Porfiroblasto sigmoidal de K-feldspato (Mc); (B) Zircão (Zir) idiomórfico e zonado (magmático?) e granada (Gra) xenomórfica.

Análises químicas em rocha total realizadas por Sá *et al.* (1997, 2002) em 11 amostras do Ortognaisse Taquaritinga, levaram estes autores a indicar um caráter metaluminoso, rico em álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \approx 8\%$). Os padrões de terras raras, os spidergramas, bem como os diagramas de discriminantes de ambientes tectônicos, segundo estes autores, apresentam fortes semelhanças com granitos do tipo A gerados em ambientes anorogênicos. Razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ relativamente altas e $\epsilon\text{Nd}(t)$ negativos levaram estes autores a interpretar as assinaturas como indicadoras de forte contribuição crustal no protólito destes augen gnaisses.

Uma idade U-Pb em zircão de 1521 ± 7 Ma obtida por Sá *et al.* (2002) para o ortognaisse Taquaritinga e uma idade de resfriamento de $553,4 \pm 1,1$ Ma foi obtida em biotita pelo método $\text{Ar}^{40}\text{-Ar}^{39}$ por Neves *et al.* (2000). Esta idade foi interpretada como marcador de pulsos magmáticos associados com eventos extensionais crustais datados do Mesoproterozoico (Calimiano).

3.4 - UNIDADES NEOPROTEROZOICAS

Estas Unidades são representadas pelos complexos Surubim-Caroalina, Sumé e o Augen Gnaisse Riacho Santo Antonio e o magmatismo ediacarano.

3.4.1 - Complexo Surubim-caroalina (NP23sc)

O Complexo Surubim foi definido inicialmente por Mello e Siqueira (1970) como uma série de metassedimentos, envolvendo paragnaisse, quartzitos, xistos e mármore. Outra seqüência, descrita por Santos (1971 e 1977) na região de Caroalina (município de Sertânia-PE), designada como tipo Caroalina, possui características semelhantes ao Surubim (Santos *et al.*, 1984). Trabalhos posteriores como Ferreira (2000) utilizam o termo Surubim-Caroalina e consideram esta unidade como uma associação do tipo QPC (quartzito, pelitos e carbonatos).

Segundo Neves *et al.* (2006), a idade de deposição para as rochas do Complexo Surubim deve ser mais jovem que 665 Ma, uma vez que o zircão mais jovem da população de cristais analisados obteve uma idade de 665 ± 34 Ma.

É a unidade mais expressiva da área ocorrendo em duas faixas, uma na porção centro-norte em contato com o Complexo Sertânia, Unidade Cabaceiras, e os plútons Marinho e Inácio Pereira, através das zonas de cisalhamento transcorrente Congo e Coxixola e outra na porção sul da folha entre os complexos Salgadinho e Vertentes apresentando orientação NE-SW ou ainda como lentes intercaladas nos dois últimos complexos (Figura 3.20).

As rochas constituintes do Complexo Surubim afloram na área de trabalho sob a forma de lajedos sem expressão topográfica ou no leito de riachos. Esse complexo é formado por +sillimanita - granada -

biotita gnaisses e/ou xistos, biotita xistos, muscovita quartzitos, gnaisses quartzo-feldspáticos, rochas calcissilicáticas e mármore. Intercalações entre dois ou mais tipos petrográficos são comuns, variando de alguns decímetros a vários metros de largura.

Os sillimanita- granada- biotita gnaisses e/ou xistos são inequigranulares, de cor cinza, mesocráticos, com granulação da matriz fina e textura lepidoblástica a lepidoporfioblástica (Foto 28A e B). Nos termos com predomínio de textura gnáissica, a intercalação, de ordem milimétrica a centimétrica, entre planos quartzo-feldspáticos e planos enriquecidos em biotita é frequente. Nos litotipos em que predomina uma xistosidade penetrativa, a orientação preferencial dos cristais de biotita caracteriza a xistosidade dessas rochas.

A repetição de contatos entre as rochas pelíticas (sillimanita-granada-biotita gnaisses/xistos e biotita xistos), muscovita quartzitos e mármore é frequente nesse complexo sugerindo uma organização do tipo quartzito-pelito-carbonato (QPC), corroborando com a proposta de Ferreira (2000).

Os mármore ocorrem na porção norte, como lentes alinhadas na direção ENE-WNW com espessuras de 50 a 300m, intercaladas com granada-biotita gnaisses/xistos, com foliação bem desenvolvida de direção predominante ENE-WNW e mergulhos elevados (60° - 80°) para SE ou para NW. Na porção sul da área ocorre como lentes de orientação E-W, NE-SW ou NW-SE de espessuras variáveis (100 a 200 m).

Os mármore possuem granulação que varia de fina a grossa, sendo compostos essencialmente brancos a cinza claro com bandamento metamórfico bem desenvolvido, compostos por carbonatos (calcita/dolomita), flogopita, muscovita e apatita e sulfetos.

Também ocorrem porções migmatizadas especialmente no centro norte e sudoeste da folha, caracterizadas pela presença de migmatitos bandados com clara separação de melanossoma, mesossoma, e leucossoma. O mesossoma caracteriza-se por um biotita gnaisse cinza, granulação média, textura no geral milonítica a protomilonítica, equigranular, mesocrático (cor cinza). O leucossoma é de natureza granítica, com granulação grossa a muito grossa, inequigranular e leucocrático. O melanossoma caracteriza-se como leitos biotíticos milimétricos a centimétricos.

De acordo com a assinatura geofísica o Complexo Surubim-Caroalina é composto por rochas empobrecidas em potássio e moderadamente enriquecidas em Th e U. Esses dois elementos estão claramente associados com os protólitos dos metassedimentos, porém na região centro norte da folha observa-se no mapa ternário (K-eTh-eU) uma forte resposta do potássio, que pode ser explicado por um grau de metamorfismo que parece ser mais alto com uma freqüente migmatização e uma grande geração de leucossomas graníticos (Foto 3.29B), bem como uma freqüente intercalação métrica de leucognaisse não mapeável nesta escala.

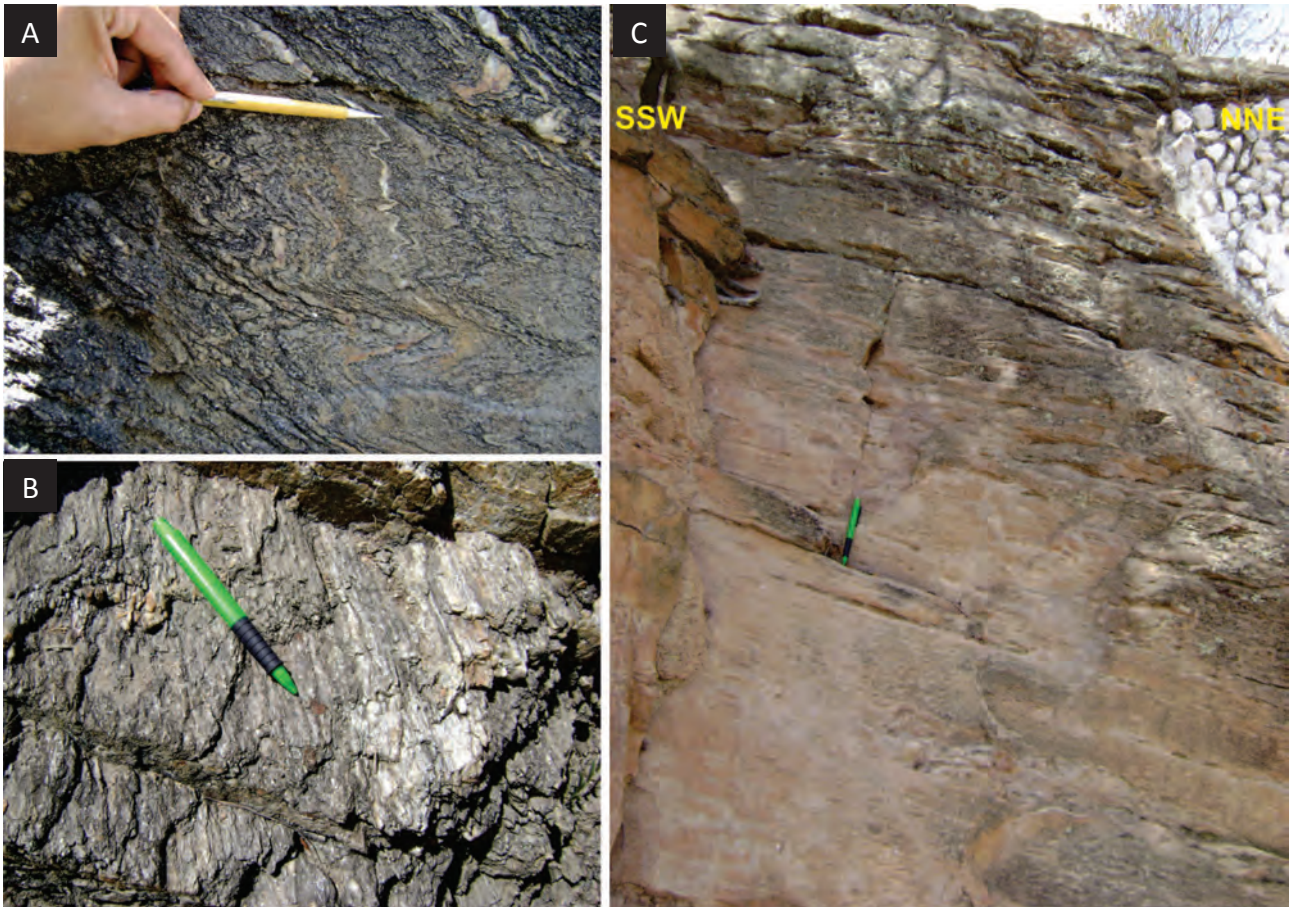


Foto 3.28 – Aspecto de campo do Complexo Surubim (A) Biotita paragnaisse migmatizado, com intercalações de leucossoma granítico. Afloramento RS-138; (B) granada-biotita xisto porfiroblástico. Afloramento RS-132; (C) Afloramento típico de muscovita quartzito (RS-205).

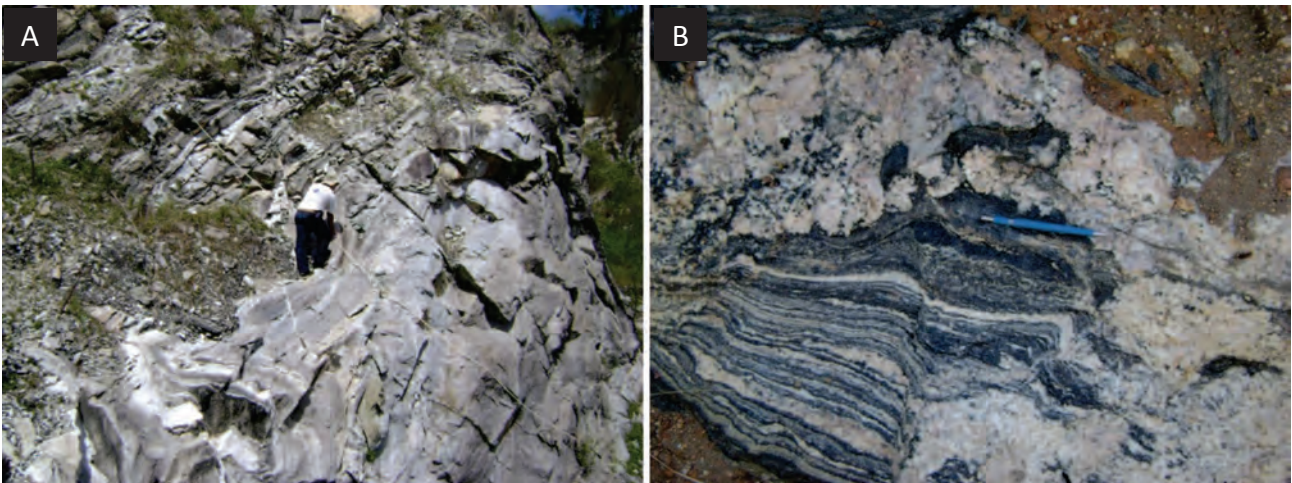


Foto 3.29 – (A) Mármore bandados e fortemente dobrados. Afloramento RS-112, (B) Migmatização com grande geração de leucossomas graníticos, Afloramento RS-660.

Os paragnaises e ou xistos do Complexo Surubim-Carolina apresentam biotita e granada como máficos principais, muscovita, sillimanita, apatita, zircão, minerais opacos e turmalina como acessórios. Os minerais félsicos são essencialmente quartzo, plagioclásio e microclina (às vezes pertíticas). O quartzo ocorre como agregados policristalinos e *ribbons*. Alguns grãos deformados mostram quebramento tardio, com preenchimento de novos grãos de quartzo,

sugerindo deformação tardia em condições de baixa temperatura (Foto 3.30A). O plagioclásio ocorre como grãos idiomórficos milimétricos comumente exibindo geminados múltiplos albita ou periclina. Pode estar presente nas bandas ricas em quartzo (situação mais comum) ou nas bandas micáceas (cristais menores), não mostram extinção ondulante, mas o afinamento das lamelas sugere deformação da geminação.

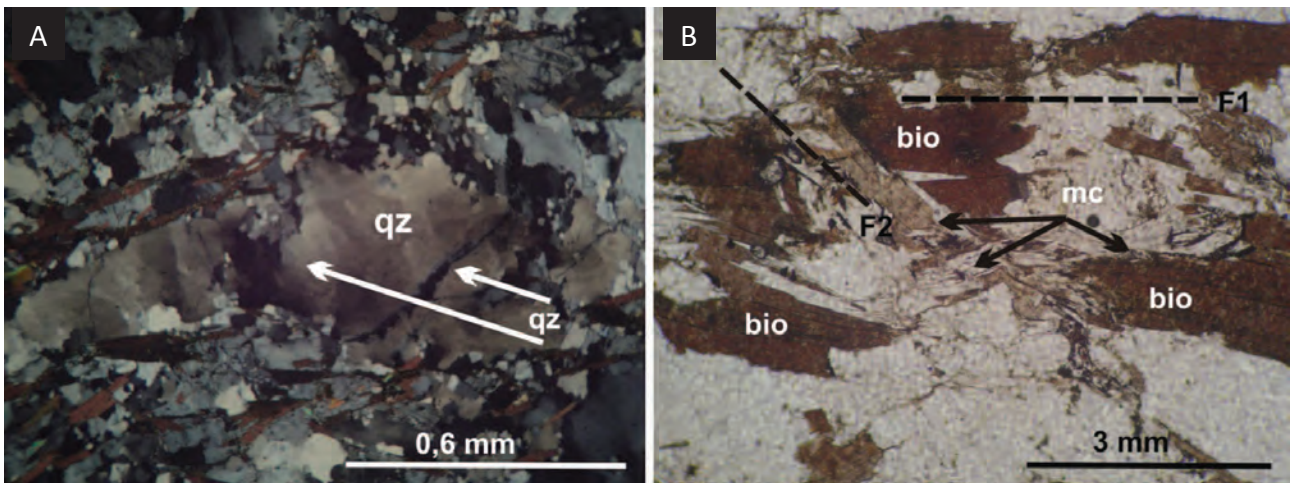


Foto 3.30 – Fotomicrografias do Complexo Surubim-Carolina: (A) Subgrãos alongados em cristal de quartzo deformado (qz). Observa-se quebraimento com preenchimento de novos grãos de quartzo (q) na direção da foliação menos penetrativa; (B) Duas direções de foliação: a mais penetrativa (F1) definida pela orientação de mica branca e biotita é cortada por uma segunda foliação (F2) que deforma a mica branca de F1. Biotita (bio) e estreitas palhetas de mica branca (mc) definem a foliação F2.

Dois gerações de biotita são observadas orientadas segundo duas direções de foliação (Foto 3.30B). Algumas palhetas mostram “kink bands”, desenvolvidas durante a segunda foliação. A muscovita ocorre como palhetas largas orientadas pela foliação mais penetrativa e também como palhetas mais estreitas orientadas pela foliação menos penetrativa. Algumas palhetas mostram “kink bands”, associadas à segunda foliação. A granada sin-tectônica em relação à foliação principal ocorre como cristais xenomórficos a hipidiomórficos podendo exibir sombras de pressão, alguns cortados pela foliação menos penetrativa. Sillimanita é o aluminossilicato estável em associação com quartzo, micas, plagioclásio e granada. Em várias lâminas está contida na foliação principal, A fibrolita mostra agregados de fibras em contato frequente e com dimensões comparáveis às palhetas de biotita.

Os quartzitos são constituídos por quartzo (~85%) que ocorrem como faixas contínuas segundo a foliação principal da rocha intensamente recrystalizado em textura granoblástica interlobada a amebóide e inequigranular; muscovita (~14%) hipidiomórfica a xenomórfica às vezes como mica *fish* e com inclusões de minerais opacos, paralelos a um plano-C de deformação. Os minerais opacos (1%) ocorrendo de forma hipidiomórfica a xenomórfica, por vezes inclusos na muscovita.

Na folha Santa Cruz do Capibaribe Silva *et al.* (2005) descrevem as principais características do metamorfismo de xistos e gnaisses pelíticos do Complexo Surubim. Fibrolita e, mais raramente, sillimanita prismática aparecem com frequência, permitindo mapear uma zona regional para esse mineral. Restos de cianita são encontrados em poucas amostras. Micas, granadas e plagioclásio foram analisadas com microsonda eletrônica em quatro amostras. Uma delas foi coletada na região de Alcantil, e as outras três na folha vizinha (Surubim). Resultados termobarométricos com o método multi-reação indicam condições P-T regionais da ordem de 8 kbar.

3.4.1.2 - Unidade Leucognaisse Serra do Pará (NP23scsp)

Esta unidade foi definida no presente trabalho para representar epidotos leucognaisses, que se distribuem de maneira mais ou menos contínua na porção central e sudoeste da folha na direção NE-SW (Figura 3.20), correlacionáveis aos gnaisses calcissilicáticos (2c) do Complexo Surubim Carolina descritas por Medeiros & Torres (1999).

Os afloramentos desta unidade ocorrem na forma de pequenos lajedos nos municípios de Santa Cruz do Capibaribe (PE) e Barra de São Miguel (PB) entre as localidades de Pindurão e Tanque Raso ou como feições fisiográficas de destaque topográfico positivo na área, como no caso específico da Serra do Pará (Foto 3.31A) e Serra Verde com altitudes aproximadas de 750m. Estas rochas estão sempre próximas aos contatos entre os complexos Surubim-Carolina e Salgadinho. São gnaisses leucocráticos de coloração cinza clara esbranquiçada, com textura inequigranular, granulação média a grossa. Constituem rochas foliadas caracterizadas pela orientação preferencial de minerais máficos (Foto. 3.31B). Em determinadas porções, esse ortognaisse possui um bandamento gnáissico milimétrico a centimétrico caracterizado pela intercalação entre bandas enriquecidas em clinopiroxênio, epidoto e anfibólio e bandas formadas por quartzo, feldspato potássico e \pm plagioclásio (Foto 3.31C), concentrações de epidoto e carbonato são comuns nestas rochas (Foto 3.31D).

Mineralogicamente é composta pela assembleia félsica representada por feldspato potássico (10-45%), plagioclásio (7-25%) e quartzo (25-43%), e por epidoto(10-25%), anfibólio (5-15%) e clinopiroxênio (5-25%) representando a assembléia máfica principal. Os acessórios são minerais opacos (3-5%), titanita (3-5%), zircão, apatita, carbonato (3-6%), mica branca e raramente granada.



Foto 3.31 – (A) Visão da borda nordeste da Serra do Pará; (B) Porções mais maciças onde se observa foliação caracterizada pela orientação dos minerais máficos (Afloramento RS-428 (C) Os ortognaisses com bandamento regular decimétrico. Afloramento RS-380 na porção W da Serra do Pará); (D) Concentração de epidoto e carbonato (Afloramento RS-255).

Em lâmina a textura é granoblástica fina a média, inequigranular e a foliação é discreta marcada pela orientação dos minerais máficos e estiramento de alguns cristais de quartzo. O plagioclásio ocorre geralmente em cristais hipidiomórficos, provavelmente do tipo oligoclásio, frequentemente apresentando fraturas e extinção ondulante (Fotos 3.32A e B); feldspato potássico é uma típica microclina, às vezes pertítica, em cristais xenomórficos de contatos retos a irregulares; quartzo ocorre como cristais xenomórficos, límpidos, via de regra compondo agregados cristalinos, e usualmente com extinção ondulante (Foto 3.31A), alguns cristais encontram-se estirados no plano da foliação. Anfibólio (família das hornblendas) ocorre em cristais hipidiomórficos a xenomórfico. O epidoto ocorre como cristais xeno-hipidiomórficos (Foto 3.32B) comumente fraturados, e alguns cristais estão zonados com núcleos de allanita sempre em agregados com o anfibólio. Clinopiroxênio provavelmente diopsídio-hedenbergita geralmente, os cristais estão com algum nível de alteração para anfibólio (Foto 3.32C). Titanita ocorre em cristais idiomórficos a xenomórficos, fraturados. Minerais opacos em seções idiomórficas quadráticas (magnetitas) até xenomórficas, com ou sem finas e

irregulares coroas de titanita. Apatita e zircão que como pequenos cristais idiomórficos devem ser xenocristal (ígneo). O carbonato (calcita) ocorre como cristais xenomórficos, raramente hipidiomórficos, inclusos e sobrecrescidos em plagioclásios, anfibólios e epidotos, sendo formado a partir da alteração desses minerais. Granada ocorre localmente, são hipidiomórficas granulares ou xenomórficas. Em duas seções delgadas foi observada muscovita (<20%) que ocorre como cristais lamelares incolores e com cores fortes de birrefringência, marcando bem a foliação.

Por causa da riqueza em quartzo e da importância de epidoto, titanita e calcita, a classificação sugerida para os exemplares seria calcissilicáticas e com um possível protólito sedimentar. Entretanto, as relações de campo, as transformações não tão comuns em rochas metamórficas normais e feldspatos idiomórficos semelhantes aos encontrados em plutonitos ígneos, podem indicar uma origem metassomática para estas rochas.

Foram obtidas quatorze análises químicas em amostras dessa unidade (Tabela 3.9). Os teores de SiO₂ variam de 57,9 a 82,9%, refletindo a composição mineralógica das amostras, com aquelas mais ricas em sílica foram classificadas como gnaiss quartzo feldspático e são constituídas essencialmente de

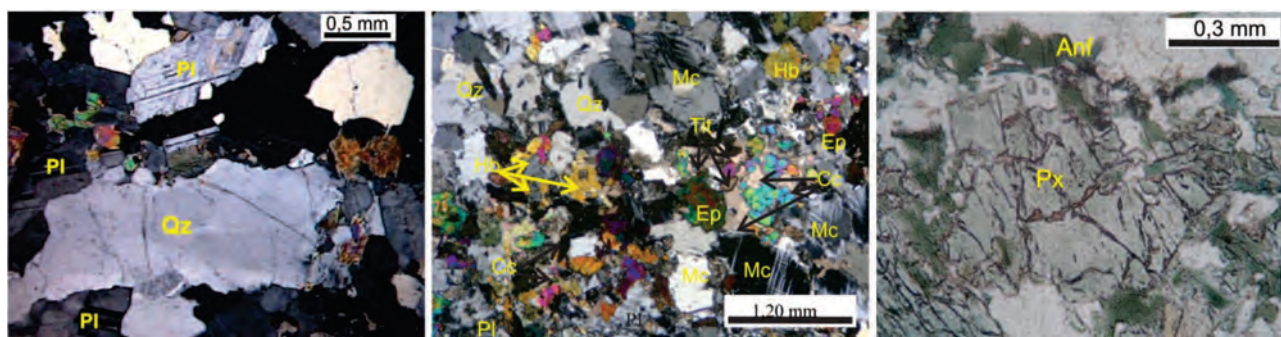


Foto 3.32 – Micrografias do leucognaisse Serra do Para: (A) Cristais xeno-hipidiomórficos de plagioclásios (Pl) e quartzo (Qz) estirado, fraturado e com extinção ondulante; (B) Principais minerais presentes: cristais de hornblenda (Hb) e epidoto (Ep) alterando para carbonato (Cc), titanitas hipidiomórficas (Tit), plagioclásio (Pl) bastante alterado, quartzo com extinção ondulante e cristais de microclina (Mc); (C) Aspecto geral dos cristais de piroxênio (Px) com anfibólio (Anf) nas bordas.

Tabela 3.9 – Resultados analíticos de amostras dos leucognaisse da unidade Serra do Pará.

Resultados analíticos de rocha total para os leucognaisse da Serra do Pará														
	RS-259	RS-160	RS-232	RS-255	RS-430	RS-445	RS-161	RS-219b	RS-223	RS-233	RS-237	RS-256	RS-428	RS-431
SiO ₂ (%)	69,93	70,68	70,01	70,89	68,22	81,55	68,35	73,93	67,39	65,23	66,38	57,90	74,39	82,87
Al ₂ O ₃	11,94	10,98	11,98	10,97	13,50	8,16	10,73	10,08	11,78	13,69	13,54	14,16	10,60	7,97
Fe ₂ O ₃	3,13	3,32	3,08	3,02	3,47	3,50	2,27	2,22	2,82	4,09	4,56	5,42	1,81	2,59
MnO	0,05	0,05	0,07	0,06	0,07	0,02	0,05	0,06	0,09	0,08	0,10	0,11	0,04	0,01
MgO	0,52	1,23	1,33	1,21	1,43	0,99	1,00	1,31	0,89	1,79	1,51	3,10	1,41	0,89
CaO	4,55	6,38	5,50	5,91	5,76	0,09	8,06	6,36	7,91	7,19	6,91	13,15	5,02	0,02
Na ₂ O	1,42	1,44	2,39	1,56	2,79	0,08	1,26	0,62	2,49	2,76	2,71	1,52	0,93	0,09
K ₂ O	6,43	3,35	3,35	3,29	3,42	3,69	4,51	3,61	3,08	3,29	2,23	2,27	3,58	4,37
TiO ₂	0,46	0,39	0,37	0,41	0,31	0,55	0,22	0,25	0,29	0,38	0,60	0,44	0,17	0,17
P ₂ O ₅	0,17	0,08	0,09	0,08	0,09	0,10	0,07	0,08	0,07	0,12	0,16	0,12	0,09	0,06
Loi+	1,10	1,70	1,60	2,30	0,60	1,10	3,30	1,30	3,00	1,10	1,10	1,50	1,80	0,90
Total	99,73	99,62	99,77	99,72	99,69	99,84	99,85	99,8	99,81	99,75	99,79	99,72	99,87	99,92
Cr (ppm)	0,00	<0,002	0,00	0,00	0,01	<0,002	0,00	0,00	<0,002	0,00	0,01	0,01	<0,002	<0,002
Ni	1,30	1,40	3,30	1,60	7,90	2,60	0,90	1,00	0,60	3,40	4,90	9,10	2,30	1,30
Co	3,30	3,50	5,80	3,20	8,40	2,30	2,50	3,00	3,80	7,80	9,90	15,40	2,50	1,90
Sc	5,00	4,00	5,00	4,00	7,00	4,00	4,00	4,00	6,00	8,00	10,00	16,00	3,00	2,00
V	24,00	27,00	29,00	21,00	35,00	20,00	13,00	16,00	24,00	38,00	56,00	56,00	18,00	14,00
Cu	1,60	4,20	1,00	0,90	9,00	2,10	5,30	5,00	5,60	2,00	3,20	12,60	3,30	4,00
Pb	10,00	8,70	7,40	5,30	5,30	1,30	1,70	2,10	6,40	2,00	2,10	6,90	1,20	1,00
Zn	5,00	11,00	11,00	13,00	12,00	21,00	4,00	3,00	5,00	13,00	10,00	10,00	11,00	10,00
Mo	<0,10	0,20	0,10	0,10	0,70	<0,10	4,60	6,10	<0,10	3,20	3,00	0,30	<0,10	2,70
As	1,20	<0,50	<0,50	0,60	<0,50	0,80	0,60	<0,50	0,60	<0,50	<0,50	<0,50	<0,50	<0,50
Rb	139,80	111,70	95,30	99,60	106,30	127,20	130,00	112,50	97,30	93,10	63,50	69,20	101,10	114,30
Cs	1,10	2,60	1,00	1,70	3,60	0,80	1,00	1,50	1,60	1,40	0,70	3,80	2,00	1,10
Ba	1826,00	1693,00	1089,00	1313,00	1505,00	743,00	984,00	963,00	1038,00	1346,00	839,00	1173,00	787,00	653,00
Sr	94,90	108,80	162,00	97,80	176,60	21,30	95,70	87,40	185,60	180,20	252,90	119,70	60,50	53,40
Ga	12,40	13,80	13,40	13,00	13,60	10,30	10,90	11,20	13,40	15,60	14,00	17,50	11,00	9,70
Ta	0,70	0,70	0,70	0,60	0,50	1,10	0,40	0,50	0,80	0,70	0,60	0,60	0,30	0,50
Nb	12,00	14,80	12,40	13,80	7,30	21,40	8,00	8,50	9,60	10,70	12,00	9,00	6,10	9,00
Hf	7,00	6,90	6,20	6,30	2,90	7,60	3,80	5,30	5,80	5,10	5,80	4,50	3,10	4,60
Zr	284,70	254,60	211,60	232,80	104,70	279,00	135,70	200,50	193,90	180,50	214,00	181,50	117,80	167,50

Tabela 3.9 – Resultados analíticos de amostras dos leucognaisses da unidade Serra do Pará. (continuação)

Resultados analíticos de rocha total para os leucognaisses da Serra do Pará														
	RS-259	RS-160	RS-232	RS-255	RS-430	RS-445	RS-161	RS-219b	RS-223	RS-233	RS-237	RS-256	RS-428	RS-431
Y	30,70	27,80	26,00	26,80	17,50	42,50	18,70	16,70	24,20	22,00	26,10	20,40	19,90	17,10
Th	9,90	11,00	6,90	9,50	6,70	11,90	6,80	5,50	7,90	9,20	10,10	5,60	5,10	8,20
U	1,10	1,20	0,60	1,30	1,60	0,60	1,40	0,70	3,20	2,50	2,80	3,30	0,80	0,70
La	35,00	35,80	32,00	34,50	29,70	42,60	27,60	21,30	28,30	34,20	40,4	29,40	21,70	33,10
Ce	67,00	75,60	62,50	71,80	53,40	80,80	53,20	44,10	58,60	63,90	77	53,00	43,70	58,30
Pr	9,03	8,55	7,46	8,27	6,27	10,36	6,11	4,88	6,75	7,48	9,4	6,52	5,29	7,47
Nd	36,80	32,40	26,80	31,30	22,60	39,60	22,00	16,90	24,80	26,50	34,4	23,60	20,40	25,90
Sm	6,74	5,94	5,01	5,67	3,94	7,70	4,07	3,36	4,88	4,76	6,44	4,61	3,76	4,38
Eu	2,19	1,68	1,21	1,68	0,91	1,86	1,12	1,26	1,18	1,11	1,59	1,20	1,13	1,07
Gd	6,19	5,19	4,52	4,98	3,18	6,88	3,48	2,85	4,22	4,02	5,39	3,94	3,39	3,61
Tb	0,87	0,86	0,76	0,84	0,53	1,24	0,57	0,50	0,71	0,69	0,86	0,65	0,56	0,59
Dy	5,32	4,88	4,26	4,49	2,88	7,22	3,05	2,80	3,83	3,78	4,47	3,46	3,31	3,25
Ho	1,07	0,98	0,91	0,91	0,59	1,52	0,69	0,59	0,84	0,82	0,95	0,74	0,66	0,63
Er	2,87	2,89	2,78	2,75	1,75	4,59	1,86	1,71	2,44	2,26	2,63	2,13	1,82	1,70
Tm	0,46	0,45	0,43	0,41	0,26	0,70	0,30	0,27	0,40	0,35	0,4	0,34	0,29	0,26
Yb	2,69	2,70	2,78	2,59	1,65	4,19	1,89	1,63	2,67	2,26	2,57	2,21	1,84	1,61
Lu	0,39	0,4	0,41	0,38	0,26	0,58	0,27	0,24	0,38	0,34	0,38	0,33	0,26	0,23
ΣETR	176,62	178,32	151,83	170,57	127,92	209,84	126,21	102,39	140,00	152,47	186,88	132,13	108,11	142,10
Eu/Eu*	1,04	0,93	0,78	0,97	0,79	0,79	0,90	1,25	0,80	0,78	0,83	0,87	0,97	1,69
La _n /Yb _n	8,67	8,84	7,67	8,88	12,00	6,78	9,74	8,71	7,07	10,09	10,48	8,87	7,86	13,71
La _n /Sm _n	3,19	3,73	3,96	3,74	4,64	3,40	0,91	1,25	0,80	0,78	0,83	0,87	0,97	0,83
Ce _n /Yb _n	6,33	7,12	5,72	7,05	8,23	4,90	7,16	6,88	5,58	7,19	7,62	6,10	6,04	9,21
Ce _n /Sm _n	2,33	2,99	2,93	2,97	3,18	2,46	3,07	3,08	2,82	3,15	2,81	2,70	2,73	3,12
Eu _n /Yb _n	2,33	1,78	1,24	1,85	1,58	1,27	1,69	2,21	1,26	1,4	1,77	1,55	1,75	1,90

quartzo, feldspato potássico e muscovita (amostras RS-445 e RS431). Alguns diagramas discriminantes da natureza do protólito como o de Garrels & Mackenzie (1971, Figura 3.21) foram utilizados e as amostras do leucognaisses caem no campo das rochas metassedimentares, contudo diagramas utilizando os índices de Niggie (Figura 3.22A e 3.22B) sugerem uma mistura no protólito dessa rocha.

Os diagramas de Harker mostram certa dispersão dos elementos maiores. Estas observações sugerem que a composição original do protólito foi afetada por processos intempéricos, diagenéticos ou metamórficos. Elementos considerados imóveis durante estes processos, como Th (5,10 a 11,9 ppm), Sc (2 -16 ppm) e os elementos terras raras apresentam concentrações de pequenas variações (ΣETR 108-210 ppm), mas as razões

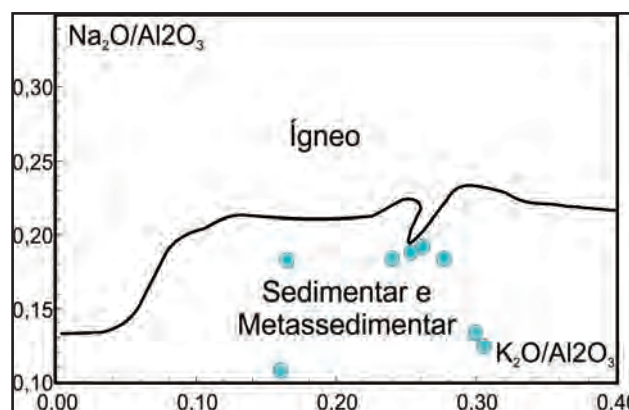


Figura 3.21 – Diagrama discriminante entre rochas ígneas e metassedimentares (Garrels & Mackenzie, 1971) para os leucognaisses da unidade Serra do Pará.

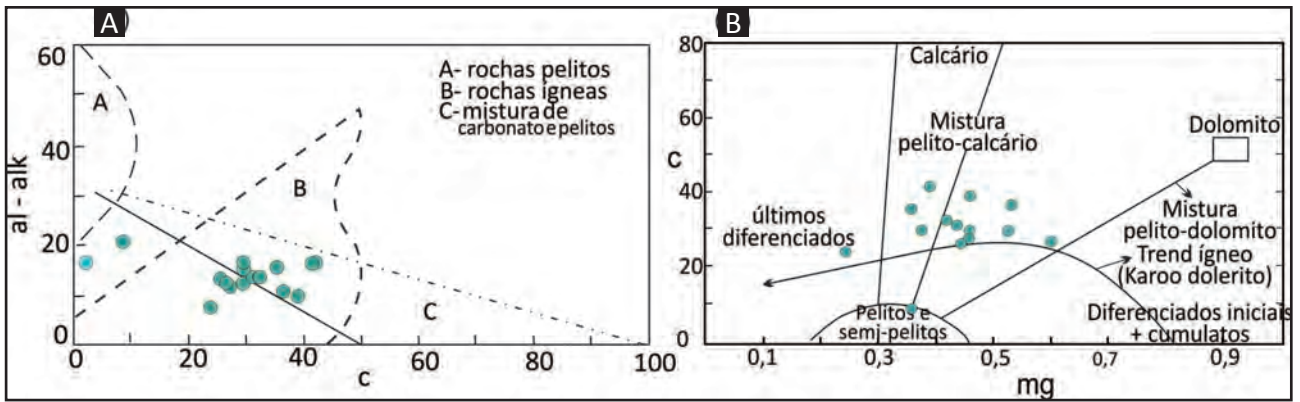


Figura 3.22 – Diagrama discriminante da natureza do protólito para os leucognaisses da Serra do Pará (A) correlacionando o número de Niggli (a-alk) vs (c); (B) número de Niggli (c) vs mg.

Th/Sc são relativamente constantes (1-2; Figura 3.23A e B) e os padrões normalizados dos ETR (Figura 3.24B), são caracterizados por enriquecimento nos terras raras leves e baixo fracionamento dos terras raras pesados ((Tb/Y)_N = 1,1-1,7). Nos diagramas multielementar expandido de concentrações de elementos incompatíveis (Figura 3.24A) observa-se um enriquecimento em LILE e anomalias negativas de Ta, Sr e Ti

Duas amostra do Leucognaisse Serra do Pará (RS-160 e RS-232) foram analisada pelo método Sm-Nd (rocha total) que apontou para esta rocha idades

modelos (Tdm) entre 2,61 e 2,46 Ga, com valores de εNd⁽⁰⁾ variando de -38,59 e 34,45. Os valores de εNd foram recalculados para a idade de 665 Ma, levando em consideração que este provavelmente faz parte do complexo Surubim e apresentaram valores fortemente negativos entre -19,07 e -17,46. Estes valores sugerem a contribuição de materiais crustais ou contribuição de um material de manto enriquecido durante os processos de metassomatismo que possivelmente geram estas rochas.

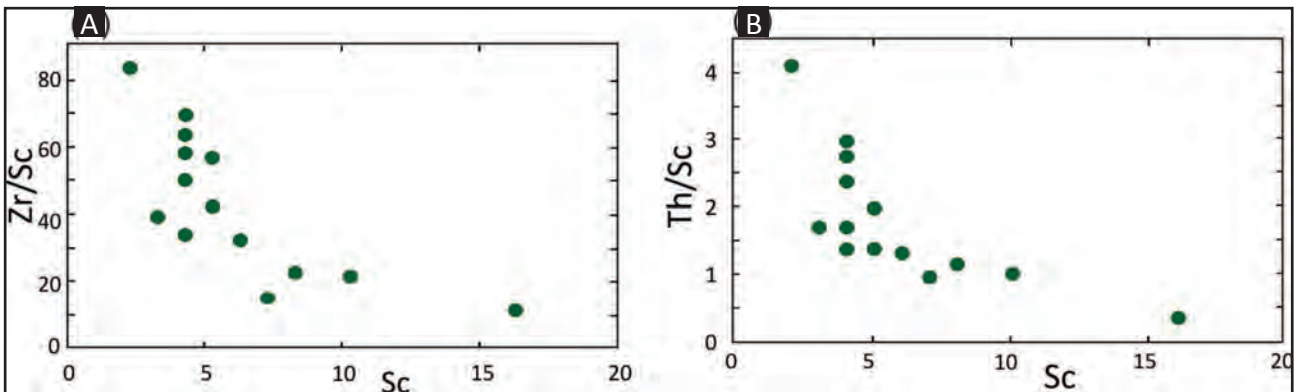


Figura 3.23 – Diagramas binários de elementos traços para os leucognaisses Serra do Pará

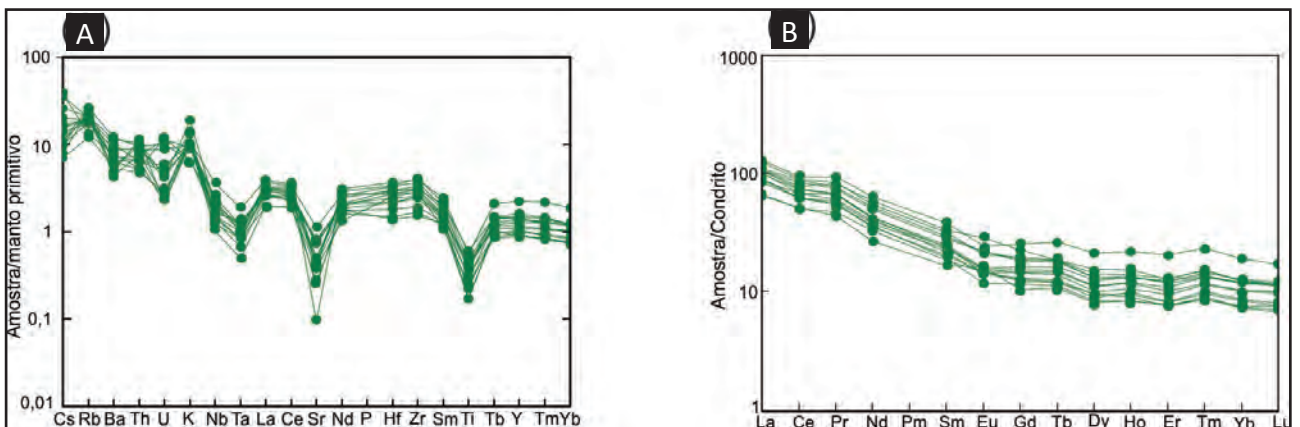


Figura 3.24 – (A) Diagrama multielementar expandido de concentrações de elementos incompatíveis normalizados em relação ao Manto Primitivo (Sun & McDonough, 1989) (B) Padrão ETR normalizado para o condrito (Nakamura, 1976) para os leucognaisses Serra do Pará.

3.4.2 - Complexo Sumé (NP3su)

O Complexo Sumé foi definido por Medeiros e Torres (1999) como sendo uma associação de gnaisses de alto grau metamórfico incluindo ortognaisses, paragnaisses com intercalações de ortoanfibolitos, rochas calcissilicáticas, ultramáficas e mais raramente metapiroxenitos, granada metagabros (granulitos), formações ferríferas, e prováveis retroeclogitos.

Na folha Santa Cruz do Capibaribe o Complexo Sumé ocorre na porção centro norte, a sudoeste do açude Epitácio Pessoa município de Boqueirão (PB), como lentes de extensões quilométricas alongadas na direção NNE-SSW (Figura 3.20), intrusiva nos ortognaisses da Unidade Cabaceiras, numa região dominada por um relevo arrasado.

Esta unidade é formada por biotita ortognaisses com ou sem hornblenda, de composição monzogranítica a tonalítica, com termos quartzo-dioríticos e gabroicos e raras ocorrências de noritos. O biotita gnaisses é cinza, mesocrático, inequigranular com granulação fina a média (Foto 3.33A). Essa rocha é composta por plagioclásio, quartzo, k-feldspato, biotita, hornblenda e granada, com apatita, titanita, zircão e minerais opacos como acessórios. A foliação é caracterizada principalmente pela orientação preferencial dos cristais de biotita ou biotita+hornblenda. Uma peculiaridade observada no campo é a ocorrência de megacristais

de granada com até 3cm de diâmetro, bordejados por cristais de anfibólio (hornblenda?) (Foto 3.33B). Veios quartzo-feldspáticos, discordantes da foliação, de espessura decimétrica e composição granítica ocorrem em alguns afloramentos (Foto 3.33C).

Os biotita ortognaisses em lâmina apresentam textura granoblástica fina a média, inequigranular, e observa-se uma forte orientação dos cristais de biotita, definindo a foliação da rocha. A assembléia félsica é composta por plagioclásio (45-50%) possivelmente do tipo oligoclásio que ocorre como cristais no geral hipidiomórficos usualmente com extinção ondulante e planos de maclas deformados/vergados, apresentando também inclusões de quartzo, anfibólio e biotita (Foto 3.32A); e por quartzo (10-25%) que ocorre como cristais xenomórficos, alguns fraturados, e com extinção ondulante e textura de subgrãos (Foto 3.34A). Cristais menores inclusos em plagioclásios são idiomórficos. Anfibólio (25%) do grupo da hornblenda, em cristais xeno-hipidiomórficos apresentando inclusões de opacos e apatita; e biotita (15-25%) que ocorre em cristais de cor amarelada e com forte pleocroísmo em tons castanho, sempre orientados na foliação (Foto 3.34B). Minerais opacos, zircão e apatita, em pequenos cristais idiomórficos-hipidiomórficos, são acessórios.

Os dioritos e gabros apresentam coloração escura e granulação média mostrando uma discreta



Foto 3.33 – (A) Hornblenda-biotita gnaisses de composição granítica (Afloramento RS-99) do Complexo Sumé. Notar a ocorrência de veio quartzo-feldspático dobrado de composição granítica (Afloramento RS-465); (B) Detalhe de megacristais de granada bordejados por cristais de anfibólio; (C) Veios quartzo-feldspáticos intrusivos no hornblenda-biotita ortognaisses do Complexo Sumé (Afloramento RS-99).

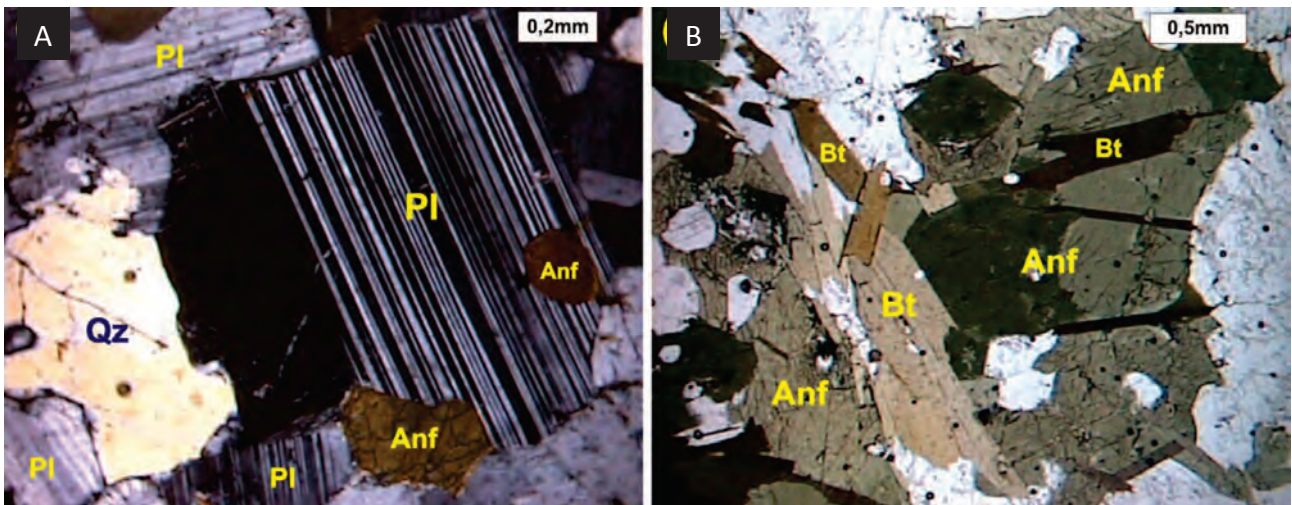


Foto 3.34 – (A) Paragênese félsica com cristais hipidiomórficos de plagioclásios (Pl), e quartzo xenomórfico (Qz) com extinção ondulante e fraturas. Nicóis cruzados; (B) paragênese máfica dominante com cristais de biotitas (Bt) e anfibólio (Anf) tipo hornblenda. Nicóis paralelos.

orientação preferencial dos minerais máficos. São compostos essencialmente por plagioclásio (13-50%), quartzo (~5%), anfibólio (25-65%) e biotita (3-20%), como acessório têm-se minerais opacos, granada (tipo almandina), apatita e zircão.

Plagioclásio ocorre como cristais hipidiomórficos bem geminados em padrões complexos, inclusive com textura similar a *synneusis*. Alguns cristais mostram extinção ondulante e planos de maclas descontínuos e/ou deformados, apresentando inclusões de granada, biotita, anfibólio e zircão. Quartzo que ocorre como pequenos cristais xenomórficos com extinção ondulante. Anfibólio da família das hornblendas ocorre como cristais idiomórficos a hipidiomórficos formando agregados às vezes com inclusão de zircão. Biotita ocorre em cristais lamelares de cor amarela e pleocroísmo em tons de marrom avermelhado nas bordas de cristais de ortopiroxênio ou orlas ao redor de minerais opacos. Apatita e zircão ocorrem como pequenos cristais idiomórficos e precoces, sugestivos de serem magmáticos.

Em uma lâmina observou-se cerca de 10% de ortopiroxênio que ocorre como grãos submilimétricos de coloração rosa, neutra até cinza-esverdeado (Foto 3.35A). Alguns cristais apresentam geminados simples de dois indivíduos. Apresenta simplectitos e coronas atestam as transformações do ortopiroxênio e de minerais opacos da rocha ígnea para associações da fácies anfibolito. A granada aparentemente formada a partir da substituição de plagioclásio ocorre como pequenos cristais xenomórficos ou como cristais hipidiomórficos (Foto 3.35B).

Um ortognaisse de composição granodiorítica relacionado ao Complexo Sumé foi datado por Silva *et al.* (2002) pelo método U-Pb em zircão (SHRIMP), localizada a sudeste da cidade de Sumé/PB (oeste da Folha Santa Cruz do Capibaribe) fornecendo uma idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 640 ± 6 Ma, a qual foi interpretada como a idade de cristalização magmática.

Uma análise Sm-Nd (rocha total) realizada em ortognaisse (granulito ?), amostra RS-057), apontou

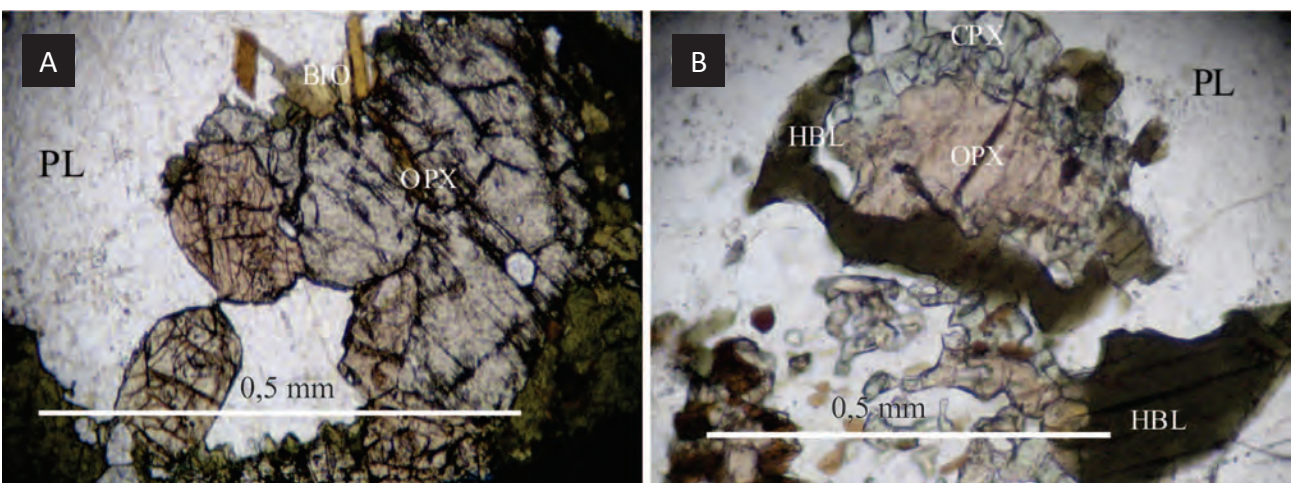


Foto 3.35 – (A) Cristais idiomórficos de ortopiroxênio (OPX) provavelmente ígneos adjacentes a massa de plagioclásio (PL); (B) Coronas parciais de hornblenda na parte inferior e de clinopiroxênio (CPX) + plagioclásio (PL) na parte superior de cristal de ortopiroxênio. Nicóis paralelos.

para esta rocha uma idade modelo (T_{dm}) = 2,83 Ga, com valor fortemente negativo de $\epsilon Nd^{(640)} = -18,87$. Estes valores sugerem a participação de um retrabalhamento de fontes crustais arqueanas ou uma possível contribuição de um manto enriquecido, como já sugerido por diversos autores para rochas dioríticas e ultrapotássicas do Domínio da Zona Transversal.

3.4.3 - Augen Gnaiss Riacho Santo Antonio (NP3 γ rsa)

O termo *augen* gnaiss Riacho Santo Antônio (NP3 γ rsa) é aqui utilizado para designar um batólito com cerca de 24 km de extensão por 600 m de largura que aflora na porção centro-norte da Folha Santa Cruz do Capibaribe entre as cidades de Barra de São Miguel (PB) e Riacho Santo Antônio (PB), com direção NE-SW (Figura 3.20).

É formado por um biotita *augen* gnaiss e microclina *augen* gnaiss de composição monzogranítica a sienogranítica. Esses litotipos são cinza claro a levemente rosados, leucocráticos, inequigranulares com granulação fina na matriz e textura *augen* caracterizada por cristais elípticos de feldspato potássico (*augens*) com 2cm de comprimento no eixo maior (Foto 3.36A). A foliação é marcada pela orientação de finas lamelas de biotita. Em algumas porções essa rocha ocorre com um bandamento gnáissico milimétrico caracterizado pela intercalação entre bandas formadas por K-feldspato+plagioclásio+quartzo e bandas formadas por cristais de biotita (Foto 3.36B).

São compostos essencialmente por feldspato potássico (<40%), plagioclásio (5-10%), quartzo (\approx 30%), biotita (5-10%) e granada (5-10%), como acessório têm-se titanita, zircão, fluorita (>3%) e minerais opacos. Os feldspatos aparecem em cristais xenomórficos, alongados na direção da foliação, juntamente com quartzo policristalino. O feldspato potássico do tipo microclina às vezes pertítica ocorre em cristais alongados, alguns oclares, localmente recristalizada e com

geminção albita-periclinio, tendo plagioclásio e quartzo inclusos ou recristalizados em faixas adjacentes a cristais maiores (Foto 3.37A) que sugerem deformação a $T \geq 550$ °C. Quartzo apresenta-se como cristais xenomórficos frequentemente com subgrãos, comum em agregados de cristais recristalizados situados entre grãos de microclina. A biotita ocorre em cristais lamelares e desenha uma foliação não penetrativa nesta escala. Granada ocorre em cristais xenoblastos provavelmente são pré ou sin-cristalização com relação a biotita. Fluorita ocorre em cristais hipidiomórficos zonados substituindo allanita, orientada paralelamente à foliação e/ou preenchendo cavidades das quais irradiam fraturas para quartzo e microclina adjacentes (Foto 3.37B).

3.4.4 - Magmatismo Ediacarano

Na região estudada o magmatismo ediacarano é representado por vários corpos com dimensões e formas variadas (diques, *stocks* e batólitos), constituídos por diversos tipos de granitóides (Figura 3.20). A nomenclatura utilizada para estas suítes ediacaranas cartografadas neste trabalho, segue a padronização efetuada pela Comissão de Nomenclatura Estratigráfica (CNE) da CPRM e aplicada por Angelim *et al.* (2004). Com este enfoque foram cartografados os seguintes litotipos: Monzonito Santa Cruz do Capibaribe (NP3 γ 2msc, NP3 δ 2msc), Sienito de Toritama (NP3 γ 2tn4), Suíte Itaporanga (NP3 γ 2it) e Gabro Uruçú (NP3 δ ug), Granitóides Indiscriminados (NP3 γ i).

3.4.4.1 - Plúton Santa Cruz do Capibaribe (NP3 γ 2msc, NP3 δ 2msc)

O Plúton Santa Cruz do Capibaribe foi definido por Sial & Menor (1969) como uma intrusão composta, constituída de um bordo monzonítico e um núcleo charnoquítico. Posteriormente Guimarães e Silva Filho (1995) e Neves *et al.* (1999) descreveram este plúton como uma intrusão inversa consistindo de um bordo monzonítico e um núcleo constituído de gabros, noritos, e monzodioritos de granulação média.



Foto 3.36 – (A) textura *augen* do Ortognaiss Riacho de Santo Antônio, caracterizada por cristais de microclina, notar veio irregular de composição sienogranítica concordante com a foliação, sugerindo um estágio inicial de anatexia (provável leucossoma?). (B) Detalhe, notar a concentração de cristais de biotita nas bordas do veio (Afloramento RS-75).

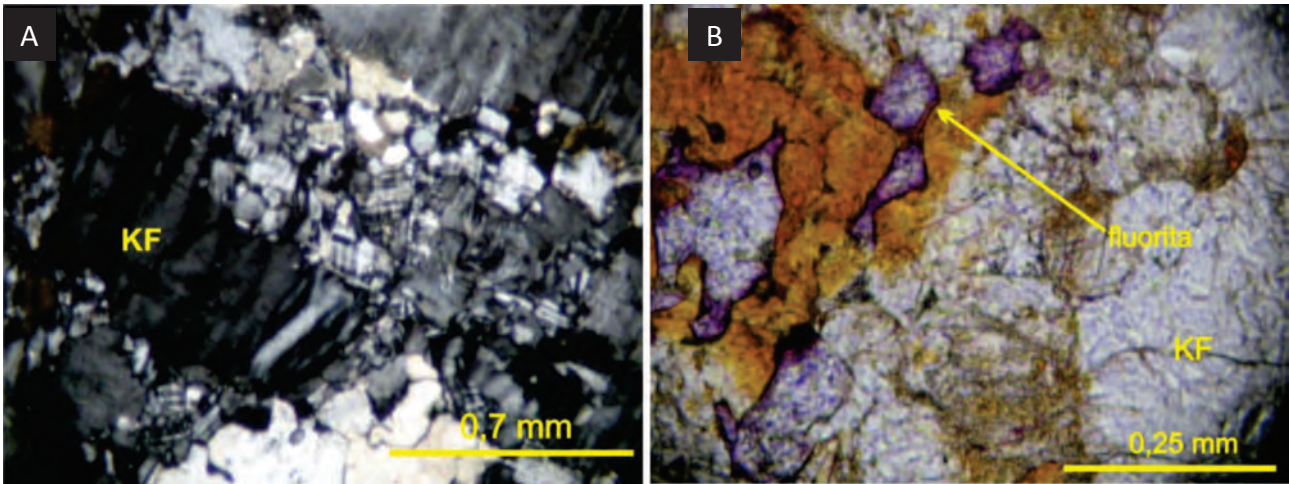


Foto 3.37 – Fotomicrografias do Augen gnaiss Riacho Santo Antonio mostrando os aspectos de textura granoblástica desenhada por microclina adjacente a cristal-mãe de feldspato potássico (KF); (B) Molde de allanita invadida por cristais de fluorita.

O plúton Santa Cruz do Capibaribe está localizado na porção centro-sul da folha, com forma elíptica irregular, eixo maior na direção NNE-SSW, ocupa uma área de aproximadamente 50 km². É intrudido no augen gnaisses da Serra da Taquaritinga (Figura 3.20). O contato entre a borda e núcleo é lobado e às vezes gradacional. É composto predominantemente por hornblenda-biotita monzonito a monzogranito grosso (NP3γ2msc), de coloração cinza-claro, textura fanerítica, porfírica, com fenocristais de feldspatos da ordem de 1,0 a 1,5 cm, sem orientação preferencial, aflorando na porção externa (Foto 3.38A), e por monzogabros, noritos e monzodioritos no seu interior (NP3δ2msc, Foto 3.39A e B). Enclaves máficos de composição diorítica no monzonito são raros e tem uma mineralogia máfica dominada por anfibólio e biotita. Estruturas magmáticas representadas por “schlieren” semicirculares concêntricas e estruturas “snail” (Foto 3.39B) semelhantes às descritas por Weinberg *et al* (2001), Pessoa (2001) e Brasilino (2004), que sugestivas de registros de convecção rara em magmas graníticos.

Esta Unidade (NP3γ2msc) apresenta em lâmina uma textura porfírica com megacristais de feldspatos de até 7,0 mm de tamanho, sem orientação preferencial dos minerais, mas há indicativos de deformação pós-cristalização tais como: feldspatos compondo augens com incipientes sombras de pressão, fina matriz quartzo-feldspática milonítica (Figura 3.40A), extinção ondulante em feldspatos e quartzo, e fraturas indiscriminadas em quartzo e feldspatos. A assembléia mineral é composta essencialmente por plagioclásio (35-38%), feldspato potássico (25-30%), quartzo (≈8%), anfibólio (10-12%) e a biotita (10-15%), com titanita (1-3%), allanita (1%), epidoto, zircão, apatita e minerais opacos são minerais acessórios.

O plagioclásio ocorre em cristais hipidiomórficos, geminados (Figura 3.40B), parcialmente saussuritizados, e alguns cristais mostrando zonação normal; feldspato potássico do tipo microclina pertítica, em cristais xenohipidiomórficos, por vezes compondo augens; e por quartzo que ocorre como cristais xenomórficos,



Foto 3.38 – (A) Aspecto geral do Monzonito Santa Cruz do Capibaribe em pedra para exploração de britas e paralelos (Afloramento RS-337); (B) Detalhe mostrando “schlieren” máficos semicirculares e concêntricas do Monzonito Santa Cruz do Capibaribe (Afloramento 341).



Foto 3.39 – (A) Aspecto de campo do monzodiorito Santa Cruz do Capibaribe em lajedo na porção central do corpo; (B) detalhe mostrando o hiperstênio monzodiorito (Afloramento RS-340).

com extinção ondulante e comundo agregados policristalinos. O anfibólio família das hornblendas ocorre em cristais xeno-hipidiomórficos (Figura 3.40C) com inclusões de zircão, apatita e titanita, por vezes mostrando textura simplectítica com quartzo; e a biotita, que ocorre em cristais lamelares com inclusões de zircão, apatita, allanita e epidoto, (Figura 3.40C); titanita é uma fase tardia hipidiomórfica losangular e/ou cristais xenomórficos circundados de óxidos de Fe-Ti, allanita em cristais idiomórficos por vezes com finas coroas de epidoto, minerais opacos, zircão e apatita são acessórios aparecendo sempre como pequenos cristais idiomórficos de cristalização precoce.

O fácies NP3δ2msc é representado por rochas de granulação fina a média constituído de plagioclásio, ortopiroxênio (hiperstênio), clinopiroxênio, biotita, hornblenda, apatita e minerais opacos. A biotita é o máfico dominante, embora clinopiroxênio esteja sempre presente. A distribuição de clinopiroxênio é muito variável, estando ausente em algumas lâminas.

Os monzodioritos apresentam uma textura inequigranular com fenocristais de ortoclásio perfitico e plagioclásio. Quartzo ocorre como cristais intersticiais em concentrações modais abaixo de 1%. O plagioclásio

é hipidiomórfico às vezes zonado (Foto 3.41A); a hornblenda frequentemente contém clinopiroxênio reliquiar e mais raramente ortopiroxênio (Foto 3.41B); A biotita ocorre em cristais lamelares com inclusões de piroxênios (Foto 3.41C), com algumas palhetas mostram extinção ondulante. Os minerais acessórios são titanita, ilmenita e raros cristais de epidoto idiomórficos, inclusos em biotita.

O gabro e o norito são equigranulares, de granulação média a fina apresentando textura sub-óptica e óptica (Foto 3.42A). O plagioclásio que ocorre como cristais idiomórficos a hipidiomórficos zonados, foram os primeiros minerais a se cristalizar; ortopiroxênio e clinopiroxênio ocorrem como cristais xenomórficos a hipidiomórficos (Foto 3.42B). Os ortopiroxênios mostram freqüentes alterações para biotita e minerais opacos, enquanto os clinopiroxênios alteram para hornblenda. A biotita substituindo piroxênio na seqüência de cristalização sugere tratar-se de um magma basáltico anidro (evidenciado pela cristalização precoce de plagioclásio) que interagiu com magmas mais ricos em K₂O e H₂O.

Segundo Guimarães e Silva Filho (1995) e Neves *et al.* (1996) estas rochas são metaluminosas a levemente peraluminosas, cálcio-alcálicas de alto

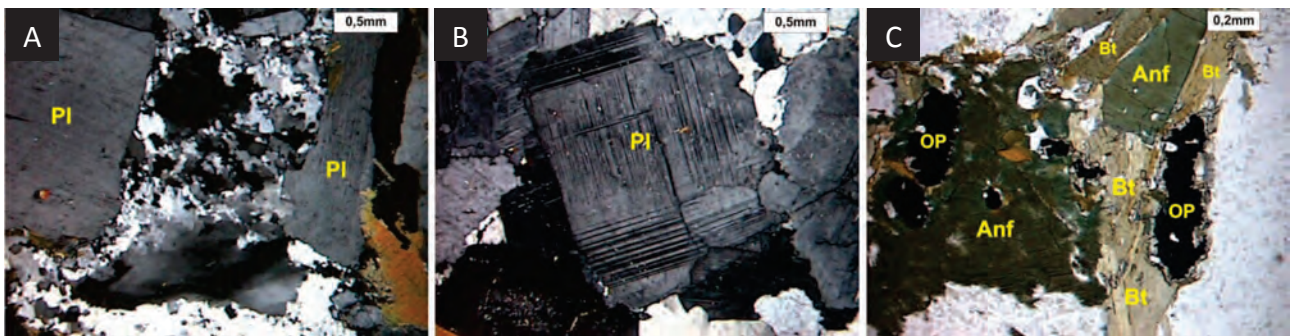


Foto 3.40 – Aspectos micropetrográficos do monzogranito Santa Cruz do Capibaribe (A) Fina matriz quartzo-feldspática milonítica e quartzo com extinção ondulante, na interface de cristais de plagioclásios (Pl). (B) Nicóis cruzados; Cristal hipidiomórfico de plagioclásio com padrão complexo de geminações polissintéticas, e fratura deslocando planos de maclas. Nicóis cruzados; (C) Assembleia máfica dominante com cristais de anfibólio (Anf), biotita (Bt) e opacos (OP). Nicóis paralelos.

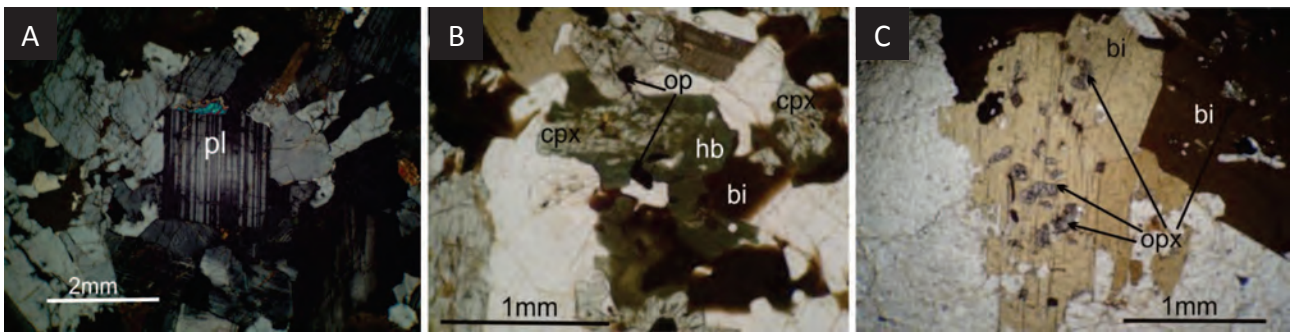


Foto 3.41 – Aspectos micropetrográficos do monzodiorito Santa Cruz do Capibaribe (A) Cristal idiomórfico de plagioclásio (pl) mostrando zonação. Nicóis cruzados; (B) Clinopiroxênio (cpx) alterando para hornblenda e opacos (op), hornblenda (hb) alterando para biotita. Nicóis paralelos; (C) Palheta de biotita (bio) com inclusões de cristais hipidiomórficos de ortopiroxênio (opx). Nicóis paralelos.

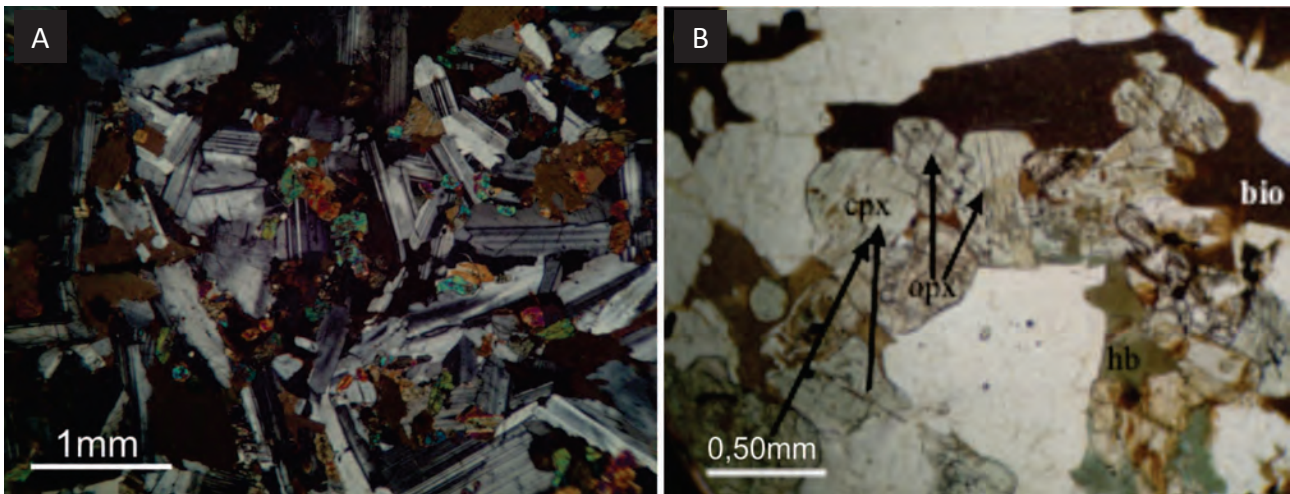


Foto 3.42 – Aspectos micropetrográficos dos gabros do plúton Santa Cruz do Capibaribe. (A) Cristais de plagioclásio idiomórficos a hipidiomórficos, formando textura óptica; (B) Relação entre ortopiroxênio (opx) e clinopiroxênio (cpx).

potássio a shoshonítico, sendo enriquecidas em FeO* e álcalis. Segundo estes autores rochas do fácies quartzo monzodiorito e gabro norito, apresentam teores de TiO₂ elevados, comparados aos valores sugeridos por Morrison (1980) para as rochas das associações shoshoníticas. Além de um *trend* bastante inclinado no diagrama AFM, levando estes autores a classificar estas rochas como sendo da serie cálcio-alcálica de alto K, geradas em ambiente de arco vulcânico.

Dados geocronológicos U-Pb em zircão ((Neves *et al.*, 2006) indicam uma idade de 592±12 Ma para as rochas do plúton Santa Cruz do Capibaribe.

3.4.4.2 - Monzonito machado (NP3γ2mc)

A denominação foi proposta por Mariano *et al.* (2006) para os hornblenda- biotita monzonitos de granulação grossa a fina associado com dioritos e gabros e diques e *sills* de leucogranitos de granulação fina, apresentando feições sugestivas de coexistência de magmas de composições diferentes.

Apenas uma pequena fração do Monzonito Machado aflora na porção sul - sudoeste da folha Santa Cruz do Capibaribe no limite com a Folha Belo Jardim (Figura 3.20). Ele é composto predominantemente por hornblenda-biotita monzonito fino (Foto 3.45A e B) as rochas dioríticas e gabróicas raramente são observadas.

O Monzonito Machado intrude ortognaisses do Complexo Vertentes sendo seus contatos controlado por uma zona de cisalhamento de direção NE e cinemática sinistral. As rochas do Monzonito Machado possuem coloração cinza claro, textura fanerítica fina e uma foliação penetrativa com orientação dos máficos e dos feldspatos, e estiramento de cristais de quartzo. Enclaves microgranulares de composição diorítica, assim como as concentrações (*clots*) de minerais máficos são observados.

Petrograficamente a unidade tem no monzonito, o tipo dominante, ocorrendo também monzogranito. A assembléia félsica é composta por plagioclásio (25-30%), feldspato potássico (30%) e por quartzo (25%). A biotita (10-13%) é o máfico principal, allanita, minerais opacos e zircão são acessórios. Muscovita (2%), associada essencialmente a alteração/desestabilização da biotita.

O plagioclásio do tipo oligoclásio ocorre em cristais hipidiomórficos, com extinção ondulante e processos de saussuritização e carbonatação (Foto 3.44A). O feldspato potássico do tipo microclina pertítica, apresenta-e em cristais xeno-hipidiomórficos, com os maiores mostrando textura poiquilítica e mirmequitas bulbosas nas bordas. O quartzo que ocorre como cristais xenomórficos, com extinção ondulante e compondo agregados policristalinos (Foto 3.44B). A biotita ocorre como cristais

lamelares amarelados a marrom avermelhados (Foto 3.44C), usualmente mostra inclusões de allanita e zircão. Em lâmina a textura é fanerítica média, inequigranular, com alguns poucos fenocristais de feldspatos da ordem de 2,5 a 4,0 mm de tamanho. Observa-se uma foliação penetrativa marcada pela orientação dos cristais de biotitas e dos feldspatos. Esta foliação é possivelmente uma composição (foliação magmática + deformação em estado sólido), marcada pela presença de augens de feldspatos e uma fina matriz quartzo-feldspática, e pela orientação dos máficos e dos feldspatos.

3.4.4.3 - Sienito de Toritama (NP3 γ 2tn4)

Esta unidade foi inicialmente descrito por Melo (1971) e posteriormente por Guimarães (1988), Guimarães e Da Silva Filho (1998), além de Neves *et al.* (2000) como um complexo intrusivo formado por múltiplas injeções de magmas, composto por três fácies principais: biotita-anfibólio sienito grosso, biotita-anfibólio sienito porfirítico, e anfibólio-biotita sienito equigranular fino.

Apenas uma pequena porção do sienito de Toritama ocorre no extremo sudeste da folha, fazendo contato intrusivo com o ortognaisse Taquaritinga e

Complexo Vertentes (Figura 3.20). Duas litologias distintas foram identificadas na área: biotita-anfibólio sienito grosso a porfirítico com tonalidades cinza amarronzados (Foto 3.45A) e biotita-anfibólio sienito porfirítico de cor marrom escuro (Foto 3.45B), ocorrendo em bolsões irregulares no interior do sienito cinza que predomina na área. Localmente a rocha está deformada por “*shear bands*” e por fraturas subverticais com atitude NNW e NE. Enclaves microgranulares de composição diorítica a quartzo-diorítica, assim como as concentrações (*clots*) de minerais máficos são observados.

A textura é fanerítica porfirítica, inequigranular, dada por cristais feldspato potássico de até 10,0 mm de tamanho, freqüentemente manteados por oligoclásio. Em algumas porções observa-se uma foliação magmática, e o grau de alteração é moderado, observando-se apenas saussuritização nos plagioclásios.

Em todos os tipos petrográficos, anfibólio (5-20%), biotita, (5-10%), feldspato potássico (40-75%) e plagioclásio (5-20%) são os principais minerais. A composição do plagioclásio varia de An₁₅ a An₂₂, o feldspato potássico (40%) do tipo microclina pertítica, ocorre em cristais xeno-hipidiomórficos, via de regra com zonação (Foto. 3.46A) e o anfibólio dominante nas três fácies (Foto. 3.46B) é magnésio hornblenda

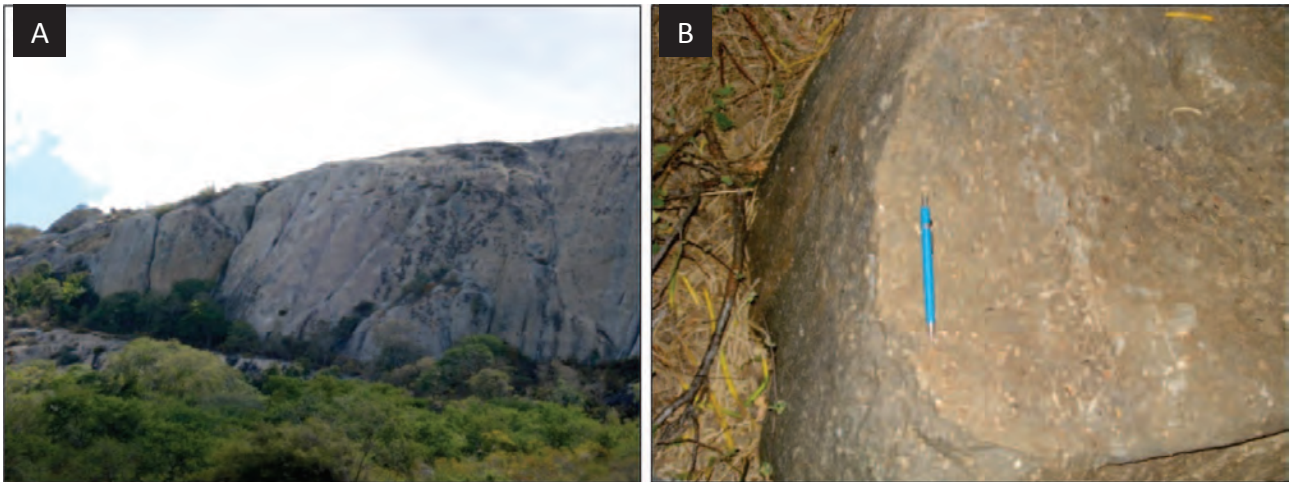


Foto 3.43 – Aspectos de campo do monzonito Machado. (A) vista E da Serra da Barraca. (B) detalhe do monzonito de granulção média.

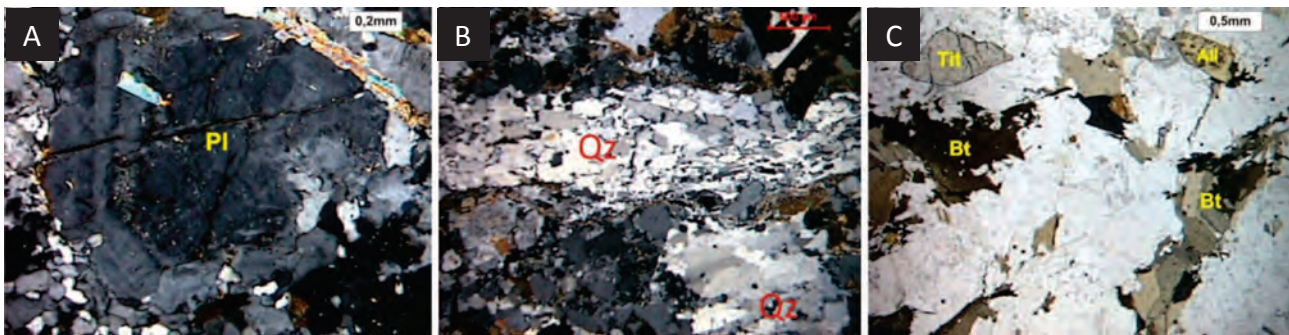


Foto 3.44 – Aspectos micropetrográficos do Monzonito Machado (A) Plagioclásio (Pl) hipidiomórfico com zonação normal e fraturado. Nicóis cruzados; (B) Cristal xenomórfico de microclina (Mc) com mirmequita na sua porção superior. Nicóis cruzados; (C) Cristais de quartzo (Qz) compondo finos veios e em agregados policristalinos, denotando evidências de milonitização. Nicóis cruzados; (D) Assembléia máfica dominante com cristais de biotitas (Bt), allanita (All) e titanita (Tit). Nicóis paralelos.

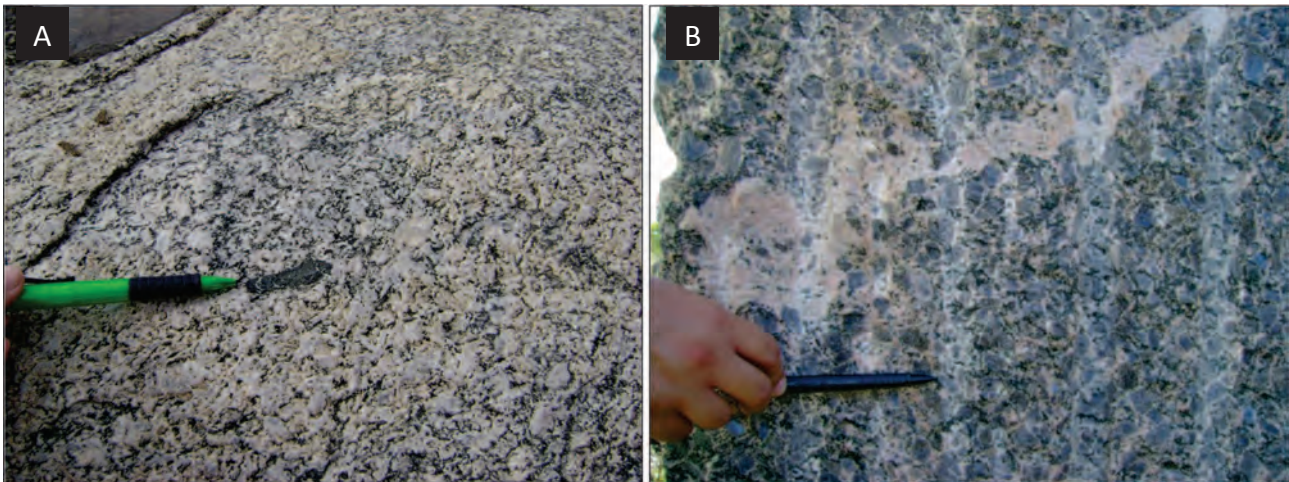


Foto 3.45 – Aspectos de campo do sienito Toritama (A) Fácies biotita-anfibólio sienito grosso mostrando uma foliação magmática (Afloramento RS-364); (B) Veio leucocrático intrusivo no biotita-anfibólio sienito porfirítico no Sítio Cacimba, Toritama /PE (Afloramento MM-27).

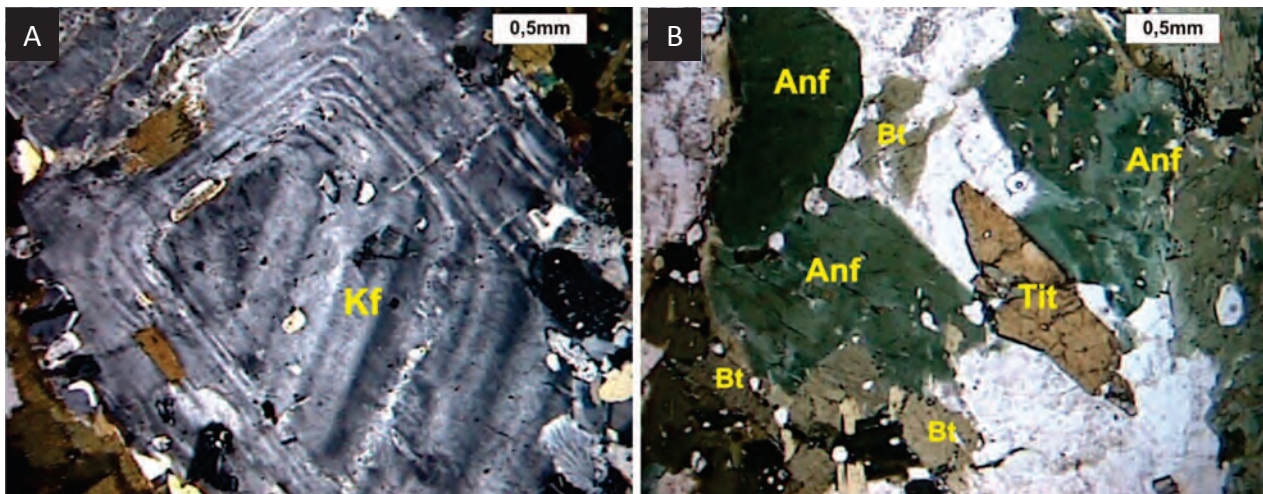


Foto 3.46 – Aspectos micropetrográficos do sienito de Toritama: Megacrystal de feldspato potássico zonado (Kf). Observar inclusões de biotita e plagioclásio orientadas na zonação. Nicóis cruzados; (B) Assembléia máfica dominante na rocha, com cristais de anfibólio (Anf), titanita (Tit) e biotita (Bt). Nicóis paralelos.

(Guimarães, 1989; Neves *et al.*, 2000). Clinopiroxênio e quartzo são minerais essenciais (> 5% da moda) em algumas amostras. Os principais minerais acessórios são: titanita, magnetita, alanita, apatita zircão e opacos.

Segundo Guimarães e Da Silva Filho (1998), o sienito Toritama é caracterizado por valores altos de MgO (3,5 a 9,0 %) e CaO (2,8 a 6,4 %), e TiO₂ sempre abaixo de 1,0 % e razão K₂O/Na₂O > 1,0; assinatura geoquímica metaluminosa (Figura 3.26A), alcalina, plotando no campo de shoshonitos definido por Peccerillo e Taylor (1976). Estes autores sugerem uma fusão parcial de material mantélico metassomatizado com origem do plúton Toritama em ambiente de arco vulcânico.

Duas datações relacionadas ao sienito Toritama são referidas na bibliografia. A primeira pelo método Rb-Sr por Guimarães & Da Silva Filho (1998), que construíram uma isócrona utilizando amostras do sienito Toritama e do Complexo Bom Jardim fornecendo uma idade de 585±35 Ma. A segunda pelo método Ar-Ar obteve uma idade de 589 Ma em anfibólio (Neves *et al.*, 2000), que foi

interpretada como uma estimativa máxima para a idade de fechamento de argônio neste anfibólio.

3.4.4.4 - Suíte Intrusiva Itaporanga (NP3γit, NP3γit50, NP3γit51)

Na folha ocorrem corpos intrusivos constituídos essencialmente por rochas graníticas porfiríticas de granulação média a grossa, cujas características petrográficas e o contexto geológico são correlacionáveis à Suíte Intrusiva Itaporanga, originalmente proposta por Almeida *et al.* (1967), como “granito tipo Itaporanga”. Posteriormente Sial (1984, 1986) baseado em um zoneamento-geoquímico classificou estas rochas como cálcio-alcalina de alto potássio do “tipo Itaporanga”.

3.4.4.4.1 - Plúton Inácio Pereira (NP3γ2it50)

A denominação Plúton Inácio Pereira foi informalmente referida por Silva (2007) para descrever uma intrusão alongada de composição hornblenda + clinopiroxênio, biotita sienogranito de granulação grossa e bastante deformada, mapeada ao longo da zona de cisalhamento Congo-Cruzeiro do Nordeste.

Essa unidade ocorre na porção ENE da folha (Figura 3.20). Aflorando em toda a extensão da Serra do Inácio Pereira ou em lajedos de dimensões variadas com ou sem destaque topográfico, possuindo forma alongada na direção E-W e área aflorante de aproximadamente 59 km². O corpo é intrusivo nos metassedimentos do complexo Sertânia ao norte e do Complexo Surubim-Caroalina na sua face sul. Estão espacialmente associados com as zonas de cisalhamento Coxixola e Serra do Inácio e apresentam graus variáveis de deformação no estado sólido, desde termos protomiloníticos até ultramiloníticos.

Essa unidade é composta por anfibólio-clinopiroxênio monzogranitos a sienogranitos (Figura 3.25) de cor cinza, mesocráticos, foliados, por vezes, protomiloníticos com granulação da matriz média e textura augen bem desenvolvida, com porfiroclastos (augens) de 3 a 5 cm de comprimento no eixo maior (Foto 3.47A). Os termos que possuem foliação milonítica estão restritos as porções afetadas pela deformação relacionada ao desenvolvimento da zona de cisalhamento Inácio Pereira de orientação (Foto 3.47B). Nas porções menos deformadas a rocha de textura fanerítica grossa a porfirítica, com fenocristais centimétricos de feldspato potássico, alguns com textura tipo-*rapakivi* (Foto 3.47C).

Enclaves microgranulares de composição diorítica a quartzo-diorítica podem ser observados em alguns afloramentos na porção sudeste da Serra do Inácio Pereira (Foto 3.47D). Esses enclaves possuem formas elípticas e estão alinhados segundo a foliação da rocha. Os dioritos são cinza escuro, melanocráticos, equigranulares de granulação fina de composição monzodiorítica a diorítica (Figura 3.25). Essas rochas são compostas por plagioclásio, hornblenda, biotita, quartzo, feldspato potássico e titanita com epidoto, allanita, zircão, apatita e minerais opacos como acessórios.

A rocha é formada essencialmente por microclina (21-45%), plagioclásio (15-39%), quartzo (10-22%), biotita (7-16%), clinopiroxênio (6-18%), hornblenda (5-8%) e tendo como acessórios a titanita (1-2%), minerais opacos (<1%), apatita (<1%), epidoto, allanita, calcita (<1%) e zircão (<1%). Mostra uma estrutura planar milonítica proeminente, destacando fenoclastos de microclina/ortoclásio micropertítico (Foto 3.48A) e de plagioclásio (oligoclásio). Ambos os feldspatos mostram intensa extinção ondulante, estiramento, fragmentação e textura “mortar”. O Clinopiroxênio ocorre em cristais lamelares, moderadamente alterados e com textura de exsolução, possivelmente da série diopsídio-hendenbergita (Foto 3.48B) e em algumas lamina tem clinopiroxênio augítico. Os minerais opacos mostram uma íntima relação de crescimento com as biotitas e por vezes possuem titanita em suas bordas.

A textura é lepidonematoporfiroclástica, milonítica com granulometria fina a grossa na maioria das lamina. A foliação milonítica é dada particularmente por agregados fluxosos de biotita e agregados de quartzo (Foto 3.48C) e clinopiroxênios fortemente estirados, os quais contornam os fenoclastos feldspáticos. Atividade hidrotermal durante o cisalhamento é marcada pela intensa substituição do clinopiroxênio pela hornblenda e da biotita pelos minerais opacos e titanita sob condições de fácies anfibolito. A contínua diminuição de temperatura, com infiltração de H₂O e CO₂, se evidencia pela localizada epidotização e geração de calcita a partir dos anfibólios, clinopiroxênios e plagioclásios e da cloritização das biotitas.

Nas porções menos deformadas, a textura é fanerítica porfirítica, inequigranular e os cristais de plagioclásio e feldspato potássico exibem contornos hipidiomórficos. Em geral, esses cristais estão orientados junto com agregados de biotita, sugerindo a existência de uma foliação magmática anterior à

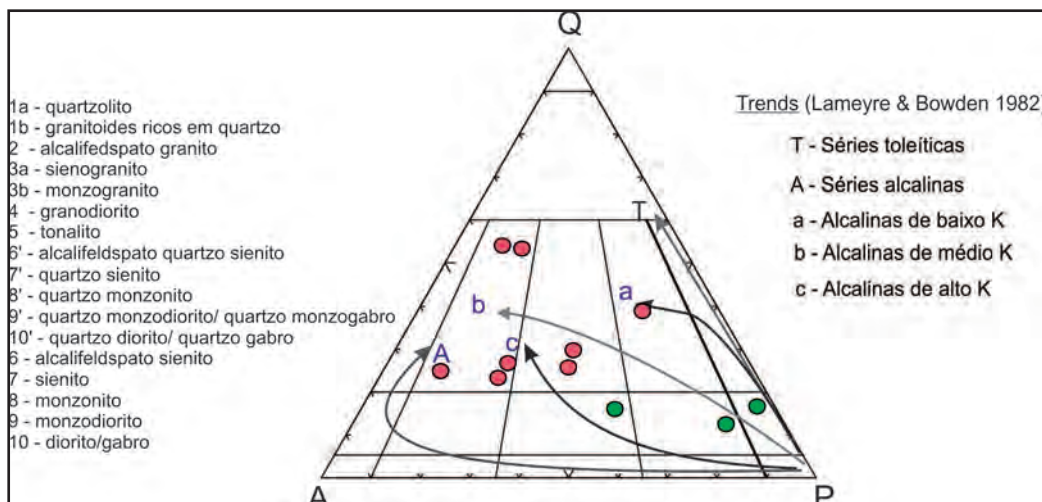


Figura 3.25 – Classificação modal no diagrama QAP, segundo Streckeisen (1976). Trends das séries magmáticas segundo Lameyere & Bowden (1982) e Bowden et al (1984). Símbolos: círculos vermelhos – rochas do Plúton Inácio Pereira; círculos cinza – enclaves máficos.



Foto 3.47 – (A) Aspecto de campo de hornblenda-biotita monzogranito foliado do Plúton Inácio Pereira (Afloramento RS-594); (B) Biotita monzogranito milonítico com expressiva recrystalização da trama petrográfica (afloramento RS-592); (C) Porção menos deformada do Plúton Inácio Pereira, na qual alguns fenocristais de feldspato potássico ainda preservam contornos euédricos (afloramento RS-480); (D) Ocorrência de enclaves microgranulares de composição diorítica no plúton Inácio Pereira (Afloramento RS-587).

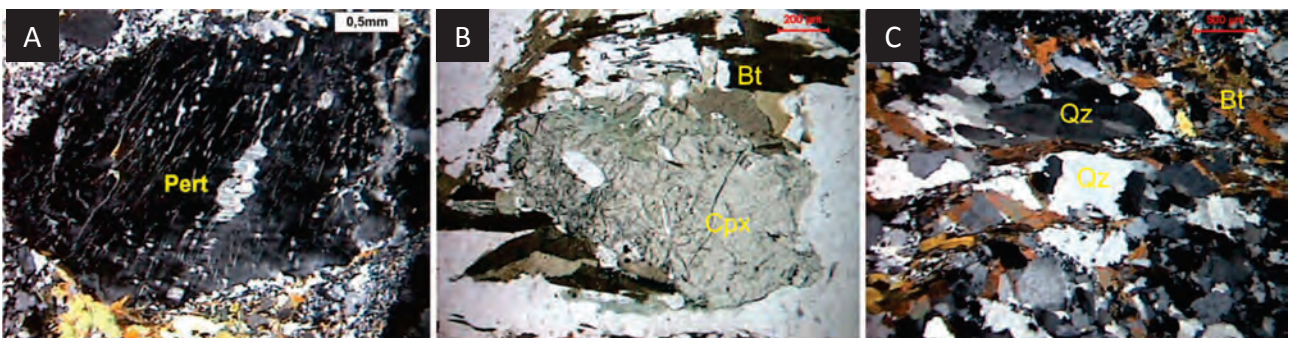


Foto 3.48 – Biotita metagranito milonítico mostrando (A) Porfiroblasto/augen de feldspato potássico com textura pertítica (Pert) na matriz fina milonítica. Notar a orientação das finas lamelas de pertita. (B) Cristal/augen de clinopiroxênio (Cpx), já com transformação para anfibólio, com a foliação milonítica de biotita margeando-o; (C) Cristais de quartzo (Qz) e biotitas (Bt) na foliação milonítica.

formação da foliação milonítica, podendo apresentar zonação e planos de maclas deformados, textura poiquilitica, e ainda mirmequitas bulbosas nas bordas.

Nove amostras do Plúton Inácio Pereira foram analisadas, os dados químicos estão dispostos na Tabela 3.10, onde se observa valores altos de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \cong 8$ e 9%). No diagrama AFM (Figura 3.26A) as amostras definem um *trend* de rochas cálcio-alcálicas com enriquecimento em álcalis.

Quanto ao índice de Shand, as rochas são essencialmente metaluminosas (Figura 3.26B) sendo esta transição entre os campos metaluminoso a levemente peraluminoso. Enquanto que no diagrama K_2O vs. SiO_2 classificam-se como cálcio-alcálicas de médio a alto potássio (Figura 3.26C). Este comportamento sugere que o magma possui enriquecimento em álcalis totais relacionado com a sua fonte.

No diagrama discriminante de ambiente tectônico Y+Nb vs Rb (Figura 3.26D), com campos de Pearce *et al.* (1984), se observa que as rochas estudadas posicionam-se no campo dos granitóides de arco vulcânico e sin-colisionais, ao passo que utilizando-se a revisão de Pearce (1996), plotam essencialmente no campo de granitos pós-colisionais.

Em aranhogramas normalizados em relação ao manto primitivo (Sun & McDonough, 1989) Figura 3.26E, se observa um certo enriquecimento nos elementos Ba, T, K La e Nd, com anomalias negativas de U, Ta, Nb P e Ti. Os padrões obtidos para as amostras selecionadas são muito semelhantes aos de rochas cálcioalcalinas modernas em ambiente de subducção

(Wilson, 1989), apesar disso alguns autores (Mariano *et al*, 2001; Guimarães, 2000) sugerem que processos de contaminação e/ou metassomatismo mantélico tenham influenciado nestas assinaturas.

Os padrões de elementos terras raras (Figura 3.26F) normalizados em relação ao condrito (Nakamura, 1976) são bastante fracionados ($La_N/Yb_N \sim 20-54$), são caracterizados por ausente ou leve anomalia negativa de Eu ($Eu/Eu^* = 0,50$ a $1,11$). As anomalias negativas de Eu sugerem processos de fracionamento e/ou alta fO_2 durante a cristalização destas rochas, o que restringe a incorporação do Eu na estrutura de plagioclásio.

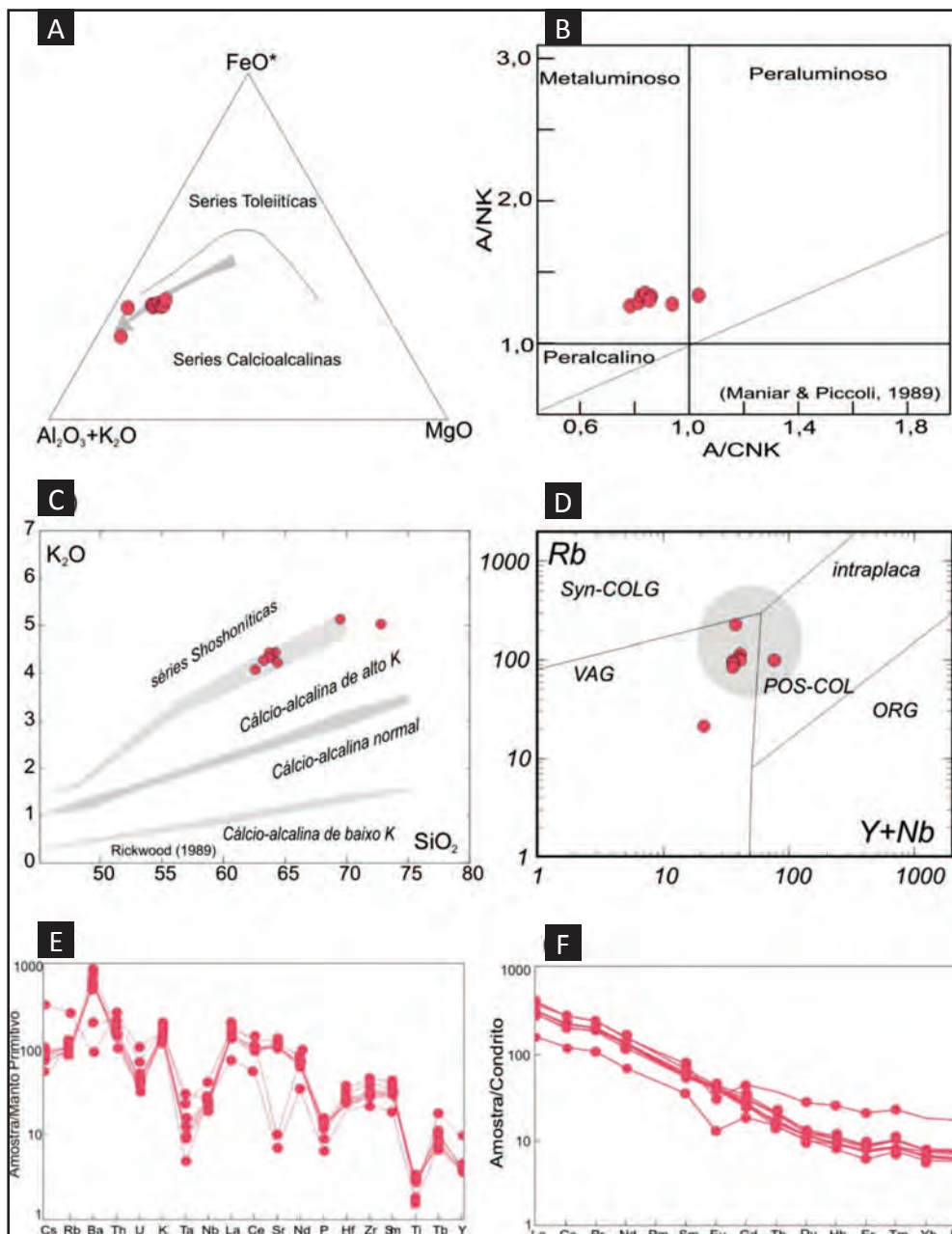


Figura 3.26 – Diagramas com amostras do Plúton Inácio Pereira (A) Diagrama AFM (B) Índices de Shand, expressos em diagrama de Maniar & Piccoli (1989), caracterizando o grau de saturação em alumina; (C) Diagrama Na_2O vs K_2O de Peccerillo & Taylor (1976 mostrando o caráter cálcio-alcalino; (D) Diagramas discriminantes de ambiente tectônico (Pearce, 1996); (E) Diagrama multielementar expandido normalizados em relação ao manto primitivo (Sun & McDonough, 1989) e (F) Padrão Terras raras normalizado para o condrito (Nakamura, 1976).

Uma amostra do Plúton Inácio Pereira (RS-588) foi analisada pelo método Sm-Nd (rocha total) e apresentou valor de $\varepsilon_{\text{Nd}}(600) = -9,06$ e $T_{\text{DM}} = 2,14$ Ga, que parecem representar uma mistura manto enriquecido e magma derivado de fusão de crosta continental paleoproterozoica.

3.3.4.4.2 - Plúton Marinho (NP3 γ it51)

O Plúton Marinho está intrudido em rochas do Complexo Surubim-Caroalina (NP23sc) situado a sudoeste da Serra do Inácio Pereira, próximo à cidade de Barra de Santana (PB). Os afloramentos dessa unidade ocorrem sob forma de lajedos com relativo destaque topográfico na área. O corpo possui cerca de 50 km² e forma alongado na direção preferencial W-E (Figura 3.20).

Essa unidade consiste de sienogranitos, monzogranitos e monzonitos porfiríticos de cor cinza, mesocráticos, inequigranulares, com matriz de granulação média e fenocristais de feldspato potássico com 2 a 5 cm de comprimento (Foto 3.49 A); granito a granodiorito de granulação média a grossa; rochas máfica de composição principalmente monzodiorítica a diorítica (Foto 3.49A, B e C) que ocorrem como enclaves; e granito róseo de granulação fina, tardio em relação às demais fácies (Foto 3.49D), intrusivo sob a forma de diques.

Em algumas porções, o alinhamento de fenocristais de feldspato potássico e raros agregados de biotita são marcadores da foliação magmática com direção W-E. Embora o limite sul do plúton seja limitado pela zona de cisalhamento Coxixola, não foram identificados indícios de foliações desenvolvidas no estado sólido no mesmo.

Os enclaves de composição diorítica monzodiorítica e granodiorítica com formas arredondadas a elípticas ou angulares são observados em alguns afloramentos (Foto 3.49A, B e C). A ocorrência de fenocristais de feldspato potássico em alguns enclaves (Foto 3.49B), de enxames de enclaves (prováveis diques sinplutônicos desmembrados, (Foto 3.49E) e de megacristais corroídos de feldspato potássico em dioritos são feições sugestivas de coexistência e mistura mecânica entre os magmas de composição monzogranítica e diorítica.

A rocha é composta principalmente por microclina e/ou oligoclásio (30-36%), plagioclásio (25-30%), quartzo (10-18%), biotita (9%), hornblenda (6-23%), e exibindo como acessórios a titanita (<1%), epidoto (<1%), allanita (<1%), calcita (<1%), minerais opacos (<1%), apatita (<1%) e zircão (<1%). A estrutura orientada é localizada e incipiente, onde a deformação se evidencia pela intensa extinção ondulante dos minerais, encurvamento das lamelas de biotita, fissuramento dos feldspatos e estiramento com recristalização dinâmica em subgrãos de quartzo (Foto 3.50A).

Os fenocristais de microclina algumas vezes pertícticos mostram geminação albita-periclina, e inclusões de plagioclásio. Localmente é intersticial recristalizando-se consumindo a biotita (Foto 3.50B), bastante fissurados,

estando às fissuras normalmente preenchidas por carbonato; frequentemente se observa textura rapakivi (Foto 3.50C). O plagioclásio é oligoclásio com geminação albita e zonação, sendo por vezes substituídos por calcita e epidoto. A hornblenda, titanita e minerais opacos com frequência substituem a biotita que aparece levemente orientada formando às vezes agregados (Foto 3.50D). A textura é porfirítica com granulometria média a grossa, onde os grãos de feldspatos atingem escala centimétrica. O quartzo inferior a 4,0mm e as hornblendas e biotitas não ultrapassam 2,5 mm.

Os enclaves máficos têm granulação fina/média e as variedades mais comuns contêm esparsos megacristais de feldspato potássico com 0,5-2,5 cm de comprimento. Os tipos mais máficos contêm quantidades similares de minerais máficos e félsicos, mas tipicamente biotita+anfíbólio perfazem cerca de 30% da composição modal.

Uma amostra de hornblenda - biotita granito (RS-591) foi coletada na porção norte próximo a localidade de Marinho (sudeste do açude Boqueirão, Figura 3.27) para realização de análise geocronológica pelo método U-Pb em zircão (LA-ICP-MS) realizadas a partir de 9 zircões em uma amostra do forneceram idades de 550 ± 3 (Fig. 3.28). Esta idade é interpretada como a idade de cristalização da rocha, permitindo associar o alojamento deste plúton ao final do Ediacarano (Miranda *et al.*, 2009).

Uma amostra estudada (amostra RS-60) do plúton Marinho apresenta valor de $\varepsilon_{\text{Nd}}(550) = -16,2$ e $T_{\text{DM}} = 2,07$ Ga, que parecem representar uma mistura entre um manto enriquecido com magma derivado de fusão de crosta continental paleoproterozoica.

3.4.4.5 - Gabro Uruçu (NP3 δ u, NP3 δ ug)

O termo Gabro Uruçu é aqui utilizado para definir o gabro norito de Uruçu descrito por Holanda *et al.* (2010) próximo ao município de São João do Cariri (PB) que consiste de uma rocha meso a melanocrática, equigranular, granulação grossa composta por andesina, ortopiroxênio, clinopiroxênio, hornblenda, biotita e quartzo no núcleo e um bordo de composição granítica de granulação média a grossa (NP3 δ ug), encontra-se intrudido no Complexo Sertânia.

A Suíte Intrusiva Uruçu ocorre na extremidade das folhas Juazeirinho, Boqueirão, Sumé e Santa Cruz do Capibaribe. Sendo que no extremo noroeste da folha Santa Cruz do Capibaribe ocorre apenas o fácies granítico (NP3 δ ug, (Figura 3.21). Este fácies é representado por rochas de coloração cinza claro a rósea, granulação grossa, textura fanerítica, porfirítica, com fenocristais de feldspatos da ordem de 2,5 cm, sem orientação preferencial (Foto 3.51A).

Os tipos petrográficos observados variam de álcali-feldspato granito a monzogranito. A mineralogia essencial é constituída por feldspato alcalino (20-65%), são geralmente microclinas pertícticas em cristais hipidiomórficos (Foto 3.54B), plagioclásio (5-25%) em cristais hipidiomórficos, geminados, parcialmente

Tabela 3.10 – Resultados analíticos de rocha total para os metagranitos do Inácio Pereira.

Grão. spot	f206 (%)	Razões						Idades Aparentes									
		Th/U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	δ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	δ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	δ (%)	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (Ma)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (Ma)	Conc. (%)			
z03	0,29	0,37	6059	0,057773	1,11	0,697	2,55	0,087521	2,29	0,55	521	24	537	11	541	12	100,7
z04	0,21	0,44	8953	0,059183	1,10	0,733	2,13	0,089787	1,83	0,42	574	24	558	9	554	10	99,3
z08	0,18	0,44	12285	0,058171	0,90	0,700	2,52	0,087249	2,35	0,64	536	20	539	10	539	12	100,1
z10	0,25	0,50	7067	0,058070	2,15	0,728	3,06	0,090918	2,18	0,53	532	47	555	13	561	12	101,0
z11	0,16	0,39	12261	0,059437	0,84	0,734	2,02	0,089618	1,84	0,55	583	18	559	9	553	10	98,9
z14	0,10	0,40	17838	0,057118	0,90	0,696	2,22	0,088402	2,03	0,59	496	20	537	9	546	11	101,8
z16	0,13	0,31	13381	0,057144	1,50	0,696	2,54	0,088365	2,05	0,39	497	33	537	11	546	11	101,7
z17	0,22	0,34	8162	0,058824	2,24	0,694	3,61	0,085511	2,83	0,65	561	49	535	15	529	14	98,9
z20	0,05	0,14	34528	0,059283	0,93	0,774	2,26	0,094689	2,06	0,63	578	20	582	10	583	11	100,2



Foto 3.49 – Aspecto de campo das rochas do plúton Marinho (A) monzogranito porfirítico com fenocristais de feldspato potássico; (B) fenocristais de feldspato potássico no fácies de composição monzodiorítica capturados do magma granítico porfirítico; (C) enclaves dioríticos angulares (D) dique de granito róseo de granulacão fina, tardia em relação às demais fácies; (E) diques sin-plutônicos rompidos;

saussuritizados, e alguns cristais mostrando zonação normal (Foto 3.54B) e quartzo (20-28%) ocorre como cristais xenomórficos, com extinção ondulante; o anfibólio (2-20%) família das hornblendas ocorre em cristais xeno-hipidiomórficos, por vezes mostrando textura simplectica com opacos e a biotita (1-10%), que ocorre em cristais lamelares associados a biotita. Titanita (2%) ocorre em cristais no geral idiomórficos losangulares de cor marrom e por vezes fraturados. Allanita (1%), minerais opacos, apatita e zircão, são os acessórios.

Hollanda *et al.* (2010) dataram pelo método U-Pb em zircão (SHRIMP) em uma amostra do hornblenda – hiperstênio norito na folha Soledade e forneceram idades de $541,9 \pm 4,7$ Ma, esta idade é interpretada como a idade de cristalização da rocha.

3.4.4.6 - Granitóides Indiscriminados (NP3γi)

Consiste em conjunto de plútons alongados com um *trend* de direção aproximada NE-SW que ocorrem na porção centro norte da folha, nas imediações da localidade de Jaques, das cidades de Riacho Santo Antonio (PB) e Barra de São Miguel (PB). Ocorrem como lajedos ou pequenos serrotes intrudidos nas suprascrustais do Complexo Surubim. São rochas predominantemente de coloração cinza clara a rósea, devido ao predomínio de minerais félsicos (quartzo e feldspatos), apresentando níveis descontínuos máficos ricos em biotitas e anfibólios. A granulacão é média a fina e apresentam uma foliação definida pela orientação preferencial destes máficos.

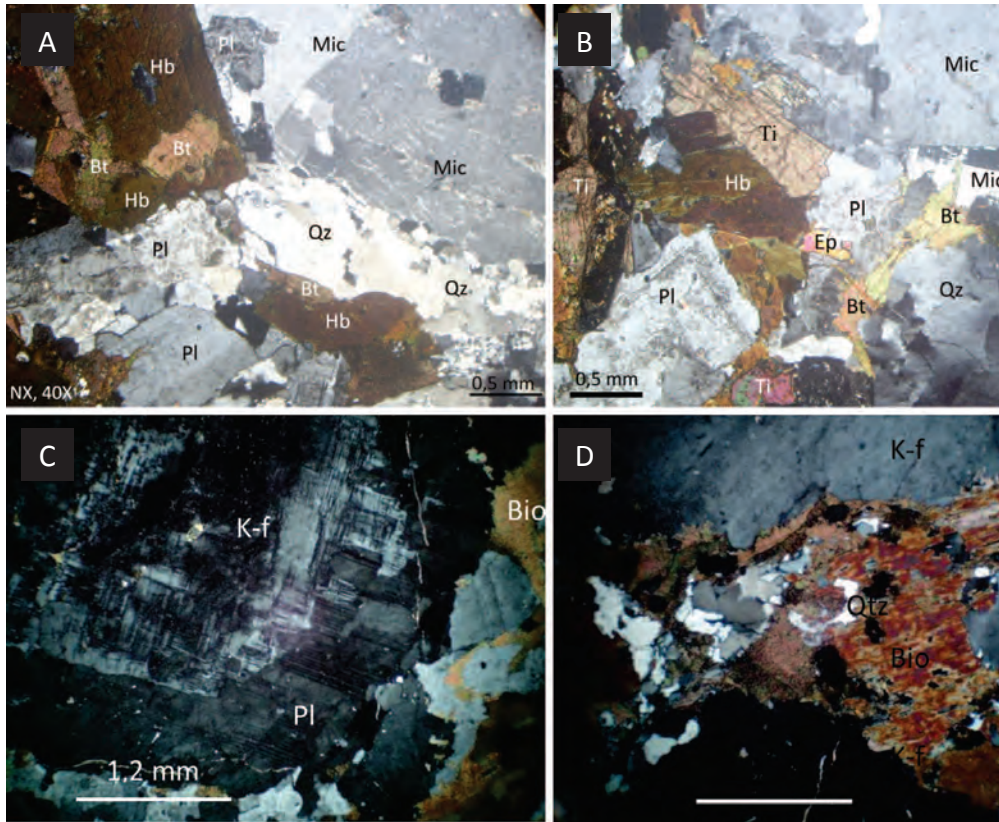


Foto 3.50 – Aspectos texturais do granito porfírico mostrando: (A) microclina (Mic) pertítica, quartzo (Qz) em subgrãos estradados, hornblenda (Hb) com inclusões de biotita (Bt); (B) crescimento de microclina (Mic) intersticial e titanita (Ti) substituindo biotita e alteração de plagioclásio e hornblenda produzindo epidoto (Ep); (C) textura rapakivi, (D) hornblenda (Hbl) alterando-se para a biotita (Bio), esta contendo inclusões de quartzo (Qtz) com extinção ondulante e allanita (All).

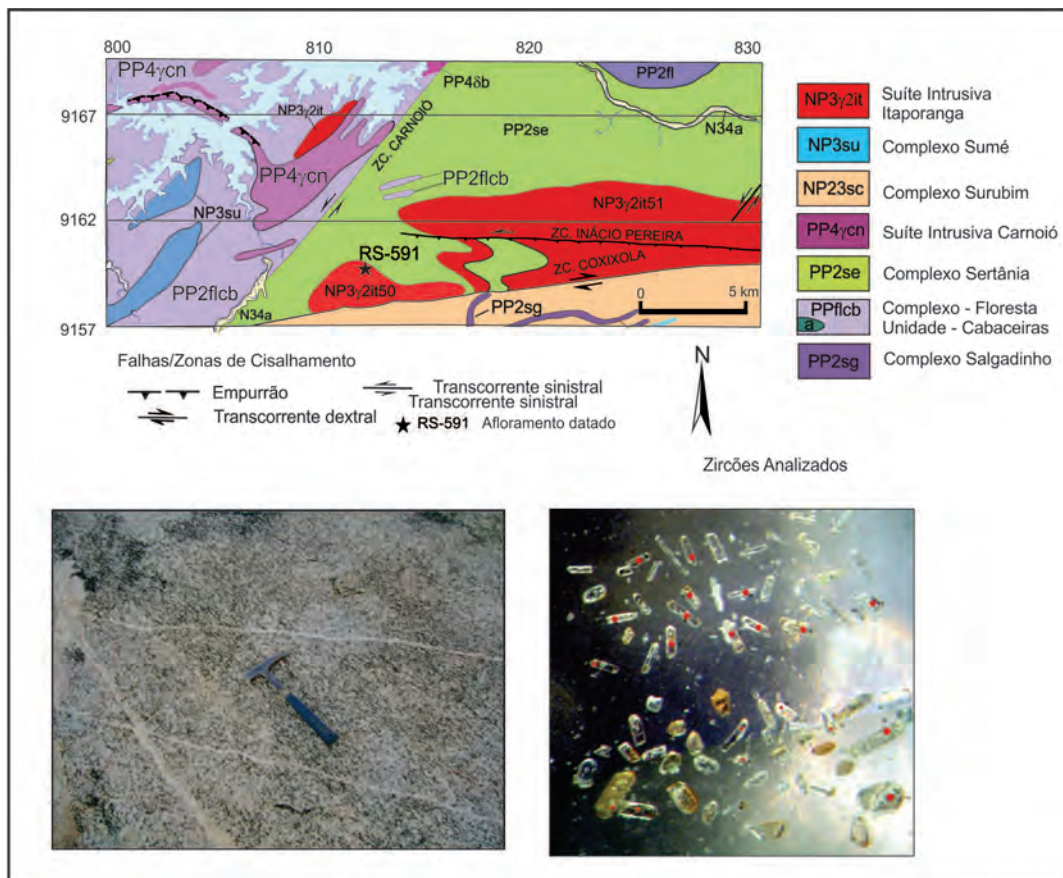


Figura 3.27 – Mapa Geológico da área de amostragem para datação do Plúton Marinho, mostrando foto do afloramento e zircões datados.

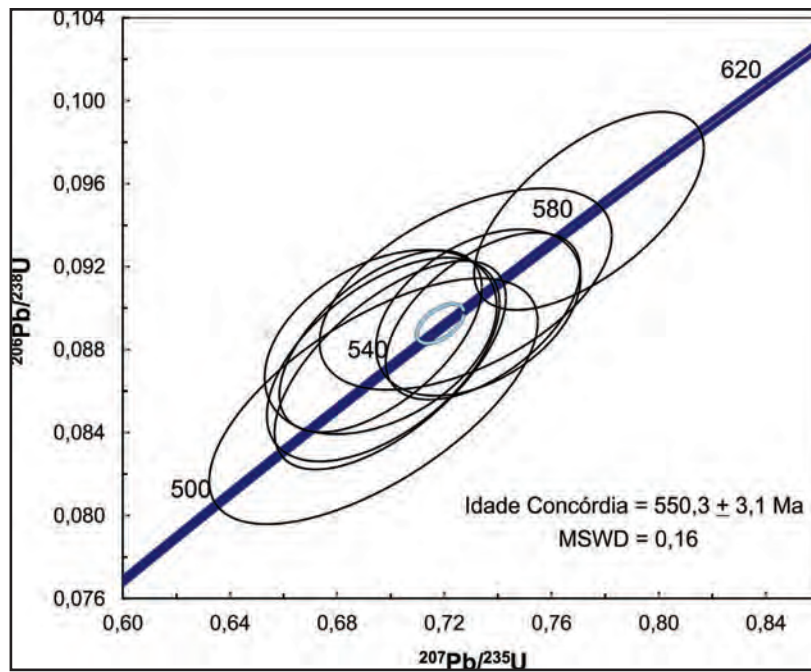


Figura 3.28 – Diagrama U-Pb (zircão) Hornblenda - biotita granito do plúton Marinho, sudeste do açude Boqueirão (amostra RS-591) com 9 frações analisadas.

Esta rocha consiste de ortognaisses de composição quartzo-sieníticas (Foto 3.52) apresentando um bandamento incipiente resultante de níveis descontínuos ricos em anfibólios alternados com níveis quartzo-feldspáticos. O feldspato potássico (55%) é microclina e juntamente com o plagioclásio (15%) apresentam estágio avançado de recristalização dinâmica (Foto 3.53); o quartzo (10%) ocorre em agregados xenomórficos sugerindo formação por recristalização no estado subsólido a temperatura elevada. O anfibólio do grupo da hornblenda é o máfico predominante (15%) apresentando-se em grãos idiomórficos a hipidiomórficos localmente desestabiliza para biotita e epidoto. Biotita e mais raramente epidoto, substitui hornblenda ao longo das clivagens. Titanita e apatita são acessórios comuns.

Na porção central da folha, nas imediações da Fazenda Boa Vista foi observado um dique com aproximadamente 3 km de extensão por 0,5 km de largura com um *trend* de direção aproximada NE-NW (Figura 3.20), que na área é conhecido como Pedra da Figura. Estão encaixados nos ortognaisses do Complexo Salgadinho aparecendo como corpos métricos ora como pequenos serrotes (Foto 3.54A). Não foram relacionados aos monzodioritos sin-plutônicos associados à Suíte Itaporanga, pois não apresentam nenhuma relação de campo com os mesmos.

As rochas do dique da Pedra da Figura possuem coloração cinza escuro, granulação fina, textura fernerítica fina a média e uma foliação/lineação pouco evidente com orientação dos minerais máficos, concentrações (*clots*) de minerais máficos e enclaves do Ortognaisse Salgadinho (Foto 3.54B) são observados.

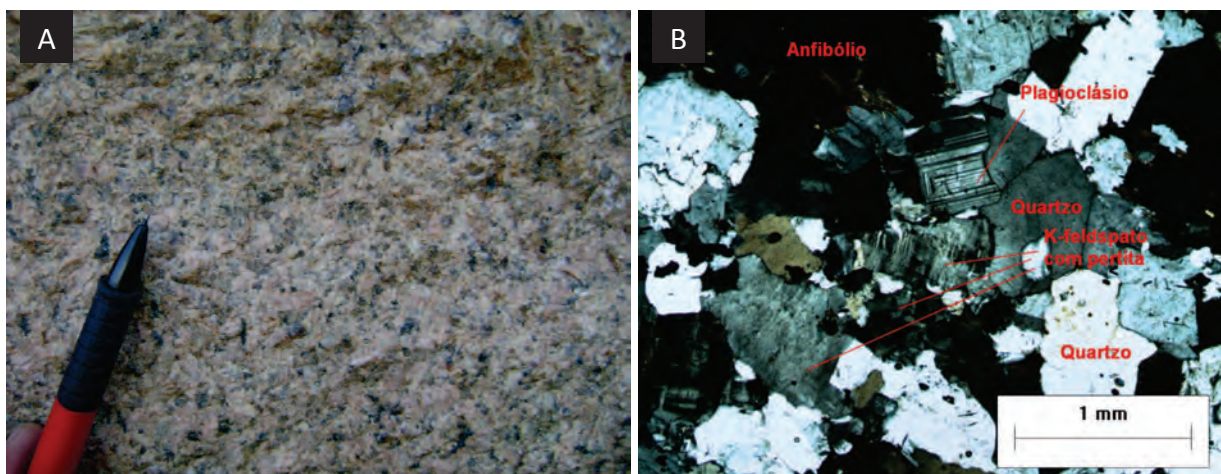


Foto 3.51 – Aspecto da rocha (A); fácies granítica de granulação grossa onde observa-se cristais de hornblenda e feldspato potássico (B) Microclinas com textura peritítica e plagioclásio zonado, hornblendas em cristais xenomórficos, por vezes mostrando textura simplectica.

Tabela 3.11 Dados U-Pb hornblenda-biotita monzogranito do Plúton Marinho

Grão. spot	f206 (%)	Razões						Idades Aparentes									
		Th/U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	δ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	δ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	δ (%)	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	(Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	(Ma)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	(Ma)	Conc. (%)
z03	0,29	0,37	6059	0,057773	1,11	0,697	2,55	0,087521	2,29	0,55	521	24	537	11	541	12	100,7
z04	0,21	0,44	8953	0,059183	1,10	0,733	2,13	0,089787	1,83	0,42	574	24	558	9	554	10	99,3
z08	0,18	0,44	12285	0,058171	0,90	0,700	2,52	0,087249	2,35	0,64	536	20	539	10	539	12	100,1
Z10	0,25	0,50	7067	0,058070	2,15	0,728	3,06	0,090918	2,18	0,53	532	47	555	13	561	12	101,0
z11	0,16	0,39	12261	0,059437	0,84	0,734	2,02	0,089618	1,84	0,55	583	18	559	9	553	10	98,9
z14	0,10	0,40	17838	0,057118	0,90	0,696	2,22	0,088402	2,03	0,59	496	20	537	9	546	11	101,8
z16	0,13	0,31	13381	0,057144	1,50	0,696	2,54	0,088365	2,05	0,39	497	33	537	11	546	11	101,7
Z17	0,22	0,34	8162	0,058824	2,24	0,694	3,61	0,085511	2,83	0,65	561	49	535	15	529	14	98,9
z20	0,05	0,14	34528	0,059283	0,93	0,774	2,26	0,094689	2,06	0,63	578	20	582	10	583	11	100,2



Foto 3.52 – Aspecto de campo dos ortognaisses quartzo-sieníticos (Afloramento RS-435).

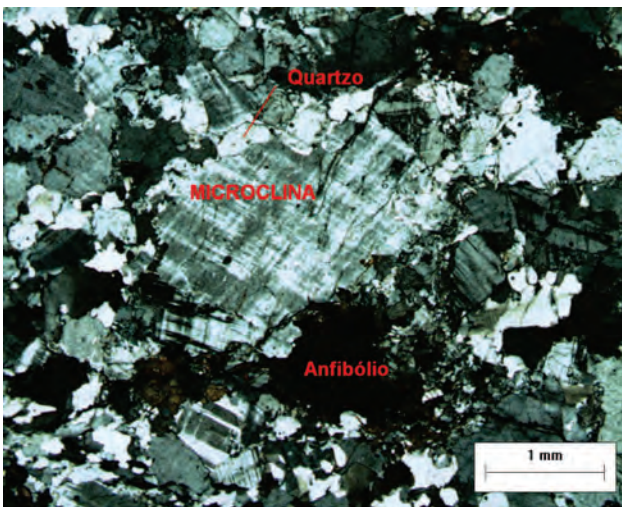


Foto 3.53 – Fotomicrografia dos ortognaisses quartzo-sieníticas mostrando microclina e plagioclásio apresentando estágio avançado de recristalização dinâmica.

Petrograficamente foram descritos como quartzo monzodioritos, cuja assembléia félsica é composta essencialmente por plagioclásio (35%), provavelmente do tipo oligoclásio, que ocorrem em cristais hipidiomórficos com extinção ondulante e alguns com zonação (Foto 3.55A); feldspato potássico (25%) do tipo microclina pertítica, em cristais xenomórficos (Foto 3.55B), alguns com mirmequitas bulbosas nas bordas, e por quartzo (13%) como cristais xenomórficos geralmente compondo agregados policristalinos (Foto 3.39C), e com extinção ondulante. A biotita (13%), que ocorre em cristais lamelares de cor amarelo-esverdeado (Foto 3.55D) e com pleocroísmo em tons castanho, é o máfico principal, via de regra com inclusões de epidoto, allanita, opacos e titanita. Titanita (6%) em cristais idio-hipidiomórficos de cor marrom claro e usualmente fraturados (Foto 3.55D), epidoto (2%) em cristais idio-hipidiomórficos por vezes com allanita no núcleo, minerais opacos (6%) em cristais idiomórficos a xenomórficos (Foto 3.55D), allanita de cor marrom-avermelhado, apatita e zircão em pequenos cristais idiomórficos, são acessórios.

A textura é fanerítica média a grossa, inequigranular, com alguns fenocristais de feldspatos da ordem de 3,0 – 3,5 mm de tamanho. Não se observa foliação proeminente, porém feições de deformação são encontradas, como: fina matriz quartzo-feldspática milonítica, *augens* de feldspatos com incipientes sombras de pressão e agregados policristalinos de quartzo.

3.5 - UNIDADES FANEROZOICAS

3.5.1 - Depósitos Aluvionares e terraços (N34a)

Os depósitos aluvionares (N34a) são representados por sedimentos areno-argilosos situados nos leitos de rios e riachos (Foto 3.56), os quais afloram na porção norte da folha associados ao leito/vale do rio Paraíba e seus afluentes (p.ex. 'Riacho da Barra') do Rio Capibaribe na porção Sul.



Foto 3.54 – Aspectos de campo do monzodiorito Pedra da Figura: (A) vista geral dos afloramentos. (B) detalhe do monzodiorito com enclave do ortognaisse Salgadinho (Afloramento RS-166).

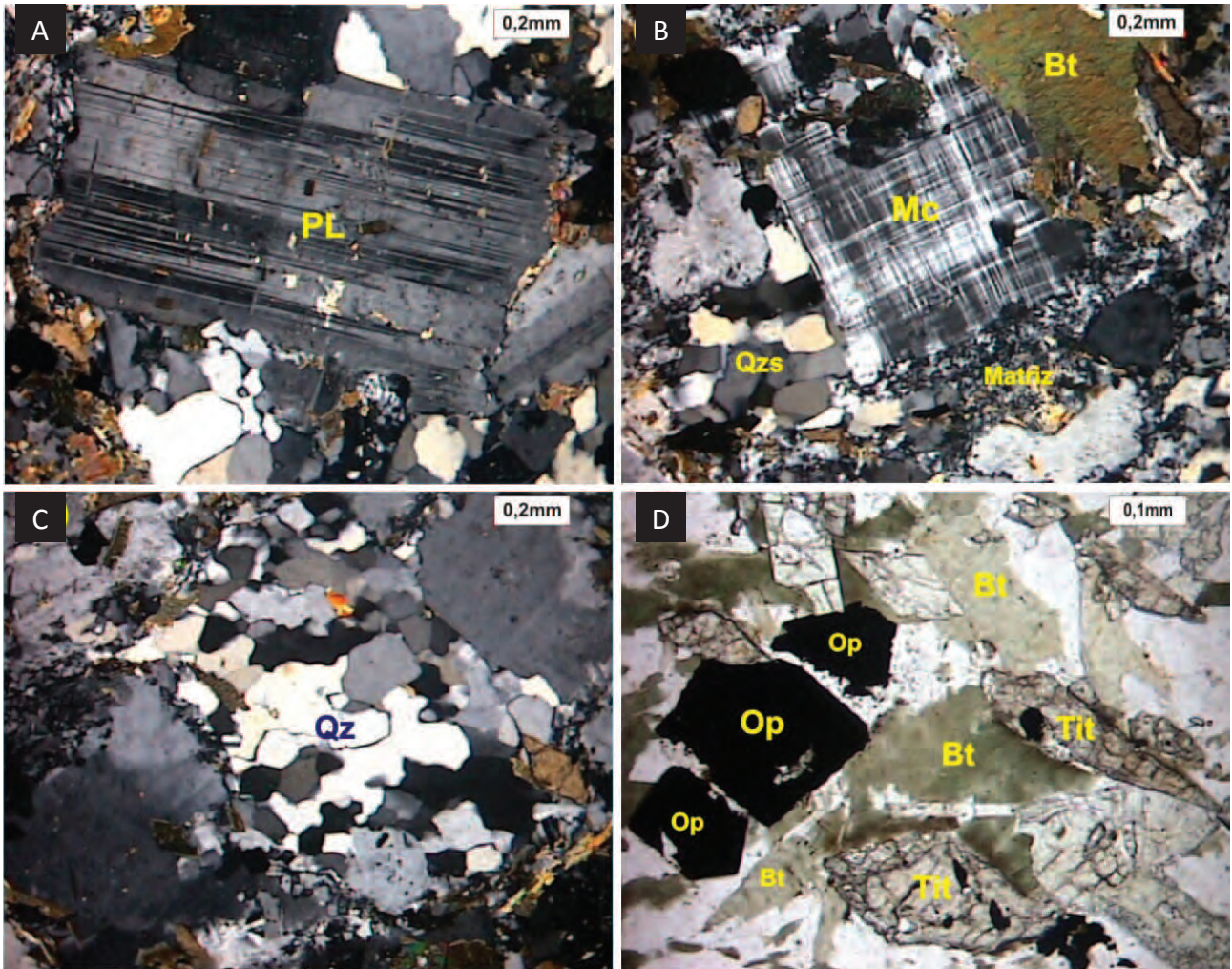


Foto 3.55 – (A) Cristal hipidiomórfico de plagioclásio (Pl) com geminação polissintética e fraturado. Nicóis cruzados; (B) Cristal xeno-hipidiomórfico de microclina (Mc). Tem-se ainda a matriz microcristalina, quartzo (Qz) em agregado e um cristal de biotita; (C) Agregado policristalino de quartzo; (D) Assembléia máfica dominante com cristais idiomórficos de titanita (Tit), opacos hipidiomórficos (Op) e biotitas (Bt) xeno-hipidiomórficas



Foto 3.56 – Depósito aluvionar representado por sedimentos arenosos do riacho da Barra. (Afloramento MM -04).

4 – GEOLOGIA ESTRUTURAL E TECTÔNICA

As atividades campo para a confecção do mapa geológico permitiram a individualização de quatro fases de deformação dúcteis, assim denominadas: D_1 , D_2 , D_3 e D_4 . As estruturas formadas sob regime de deformação rúptil foram individualizadas e tratadas separadamente em um item específico. A individualização dessas estruturas seguiu os critérios de superposição de estruturas (transposição de foliação, dobras, eixos, etc.), assim como, a forma e orientação dos elementos geométricos observados na área. Posteriormente, as estruturas foram descritas separadamente em cada fase de deformação proposta para a área.

4.1 - INTRODUÇÃO

O contato entre lentes de mármore e muscovita-quartzitos com gnaisses de protólito sedimentar observados nos Complexos Surubim-Caroalina (NP23sc) e Sertânia (PP2se) podem ser interpretados como antigas camadas de calcários e arenitos argilosos em contato com pelitos, sugerindo, dessa forma, a existência de uma superfície planar S_0 de origem sedimentar (Foto 4.1). Essa superfície, paralela à S_1 , teve sua posição original completamente modificada pelo evento de deformação dúctil na fase D_1 .

Devido à escassez de elementos geométricos e cinemáticos condizentes com a evolução estrutural de uma fase de deformação dúctil, somente a foliação/xistosidade (S_1) comumente flexionada por dobras F_2 foi atribuída à fase D_1 . Na escala de afloramento não foram observadas dobras ou superfícies de empurrão relacionadas à fase D_1 . Conseqüentemente, os mecanismos de desenvolvimento da foliação S_1 ainda permanecem desconhecidos.

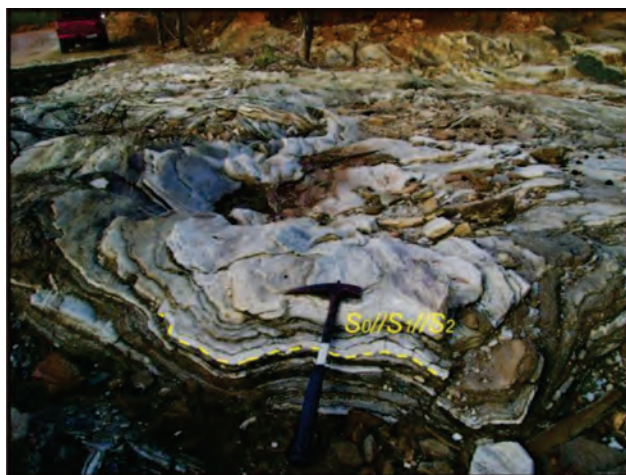


Foto 4.1 – Intercalações decimétricas de camadas quartzíticas ($S_0/S_1/S_2$) flexionadas por dobras F_3 suaves.

O evento D_2 foi marcado pelo surgimento de dobras fechadas a isoclinais (F_2), assimétricas, de plano axial com

mergulho inferior a 50° . A foliação (S_2) paralela ao plano axial de dobras F_2 foi caracterizada pelo alinhamento preferencial de cristais de biotita e feldspatos, podendo apresentar um bandamento gnáissico milimétrico a centimétrico. Leucossomas quartzo-feldspáticos são frequentemente posicionados paralelos à S_2 , denotando um bandamento migmatítico, de ordem centimétrica a decimétrica. Localmente, a foliação possui aspecto milonítico (S_{2mil}), sugerido pela intensa recristalização e orientação da trama petrográfica e estrutural. As estruturas lineares compostas por agregados de quartzo e alongamento de cristais de feldspato observadas no plano de foliação S_2 foram definidas como a lineação de estiramento L_{2x} . Na ausência de indícios de alongamento mineral, o simples alinhamento preferencial de cristais de biotita, muscovita e anfíblio são interpretados como a lineação mineral L_{2m} . Em porções com predomínio da trama milonítica, os indicadores cinemáticos observados em seções paralelas a L_{2x} são compatíveis com transporte para WNW. No entanto, a direção real do transporte tectônico durante o evento D_2 pode ter sido encoberta pelo sistema de cisalhamento desenvolvido durante as fases D_3 .

A fase D_3 foi responsável pelo desenvolvimento zonas de cisalhamento dúcteis e dobras abertas e fechadas a isoclinais (F_3), normais ou levemente assimétricas, de superfície axial com mergulho frequentemente superior a 65° . A foliação desenvolvida durante a fase D_3 é paralela ao plano axial de dobras F_3 , sendo denominada no presente trabalho de foliação S_3 . Essa foliação é caracterizada pela orientação preferencial de micas (biotita e muscovita) e agregados de cristais de quartzo e feldspato. Nas rochas marcadas por forte alinhamento e intensa recristalização dos cristais da trama mineral a foliação (S_{3mil}) possui aspecto milonítico conspicuo. As estruturas lineares formadas por cristais estirados de quartzo e feldspato observadas na superfície S_{3mil} são interpretadas como lineações de estiramento (L_{3x}). As estruturas S_{3mil} e L_{3x} estão diretamente associadas ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento orientadas na direção NE-SW e WSW-ENE, que exibem cinemática sinistral e dextral, respectivamente. As zonas de cisalhamento NE-SW mais expressivas estão conectadas, em suas terminações meridionais, com a Zona de Cisalhamento Coxixola (WSW-ENE). Essas zonas de cisalhamento são responsáveis por expressivas feições lineares do relevo, facilmente observadas em aerofotos e imagens de satélite.

A Fase D_4 é marcada pelo desenvolvimento de dobras abertas, simétricas, com eixo horizontal e superfície axial orientada na direção W-E e mergulho próximo da vertical. As estruturas relacionadas a essa fase são identificadas nos afloramentos posicionados próximos ao vilarejo de poço fundo na porção sul da Folha Santa Cruz do Capibaribe (SB-24-Z-D-VI).

4.2 - ESTRUTURAS RELACIONADAS À FASE D_1

4.2.1 - Foliação S_1

A superfície S_1 foi identificada em zonas de charneira de dobramentos desenvolvidos durante o evento D_2 (Fotos 4.2 e 4.3). Trata-se de uma foliação/xistosidade de espessura milimétrica a centimétrica caracterizada pela orientação preferencial de micas (muscovita e biotita) nos metassedimentos ou pela orientação de cristais de anfibólio e biotita nos ortognaisses. Durante o desenvolvimento do evento deformacional D_2 , a foliação S_1 foi transposta ou mesmo obliterada por S_2 . No entanto, a foliação S_1 pode ser observada paralela à S_2 nas porções mais afastadas de zonas de charneira de dobras F_2 isoclinais (Foto 4.4). Em algumas porções, o paralelismo observado entre as foliações S_1 e S_2 pode resultar em um bandamento gnáissico mais espesso (ordem decimétrica) em alguns afloramentos.

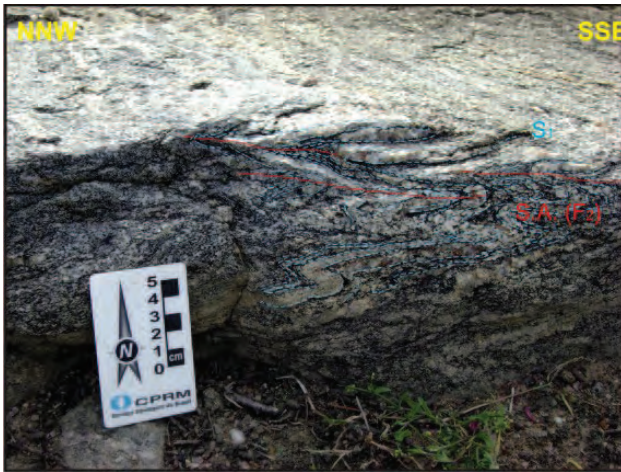


Foto 4.2 – comportamento da foliação S_1 flexionada por dobras F_2 levemente assimétricas com perfis fechados a apertados.



Foto 4.3 – Dobra F_2 fechada com eixo de caimento moderado e superfície axial de mergulho de baixo ângulo (eixo = $095/40$; $S_1/S_2 = 120/35$). Notar o desenvolvimento incipiente da foliação S_2 paralela à superfície axial, bem como sua relação angular com a foliação S_1 .



Foto 4.4 – Dobra F_2 apertada com zona de charneira espessada e flancos adelgaçados em camada de mármore do Complexo Surubim-Carolina (NP23sc). Note o desenvolvimento incipiente de S_2 paralelo ao plano axial da dobra.

4.3 - ESTRUTURAS RELACIONADAS À FASE D_2

4.3.1 - Dobras F_2 e Foliação S_2

As dobras F_2 são apertadas a isoclinais, levemente assimétricas com charneiras espessadas (Foto 4.5). O eixo dessas dobras possui caimento suave a moderado (inferior a 35°) para SW e/ou NE. A foliação S_2 é paralela ao plano axial das dobras F_2 (Foto 4.6) e sua orientação varia em toda a área de abrangência da Folha Santa Cruz do Capibaribe. Nos ortognaisses migmatíticos dos Complexos Salgadinho (PP2sg) e Cabaceiras (PP2flc) ou nos ortognaisses bandados do Complexo Vertentes, essa foliação é marcada por um bandamento gnáissico/migmatítico com intercalações centimétricas a decimétricas entre bandas félsicas enriquecidos em quartzo e feldspato e bandas formadas por quartzo, feldspato, biotita e anfibólio.. Nas rochas metassedimentares (Complexos Sertânia – PP3se e Surubim-Carolina – NP23sc), a foliação S_2 é caracterizada por uma superfície de espessura milimétrica nos litotipos mais enriquecidos em biotita e muscovita ou centimétrica nas porções migmatíticas. Em alguns afloramentos, essa foliação possui caráter milonítico (Foto 4.6), sendo caracterizada através da orientação e recristalização da trama estrutural. Provavelmente, o desenvolvimento dessa foliação ocorreu durante a fase final de transporte tectônico no evento D_2 , sob condições de deformação que variam entre média e baixa temperatura. Este aspecto deformacional é observado na escala microscópica através do predomínio de fluxo cataclástico em relação ao fluxo plástico (ausência de recristalização de K-feldspato e plagioclásio). Embora transformações metamórficas significativas não tenham sido identificadas, o desenvolvimento da foliação milonítica deve estar relacionado a condições retrometamórficas no estágio final de desenvolvimento da fase D_2 .



Foto 4.5 – Dobras F_2 apertadas, assimétricas com charneiras espessadas em granada-biotita gnaiss do Complexo Surubim-Caroalina (NP23sc).



Foto 4.7 – Geometria da lineação de estiramento L_{2x} com atitude 170/40, contida no plano da foliação milonítica



Foto 4.6 – Afloramento de granada-biotita gnaiss do Complexo Sertânia PP2se onde se observa a foliação S_1 flexionada por dobras assimétricas F_2 . Notar o paralelismo entre o plano axial das dobras e a foliação S_2 .

4.3.2 - Lineação L_{2x}

A lineação L_{2x} é identificada nos afloramentos de ortognaisses (Unidade Cabaceiras - PP2flc; Complexo Salgadinho – PP2sg; Complexo Vertentes - PP2ve) ou nos metassedimentos (Complexo Sertânea PP2se e Complexo Surubim Caroalina NP23sc) (Foto 4.7). Essa estrutura linear é definida pelo estiramento mineral de cristais de feldspatos e agregados de quartzo. A diferença na orientação de L_{2x} observada em mapa sugere que essa estrutura pode ter sido rotacionada durante o evento deformacional D_3 . Por outro lado, mecanismos de partição de deformação durante o evento D_2 poderiam ter influenciado o comportamento espacial de L_{2x} (Neves et al. 2005). Essas observações podem explicar a dispersão de L_{2x} nos diagramas de projeção estereográfica (Figura 4.1).

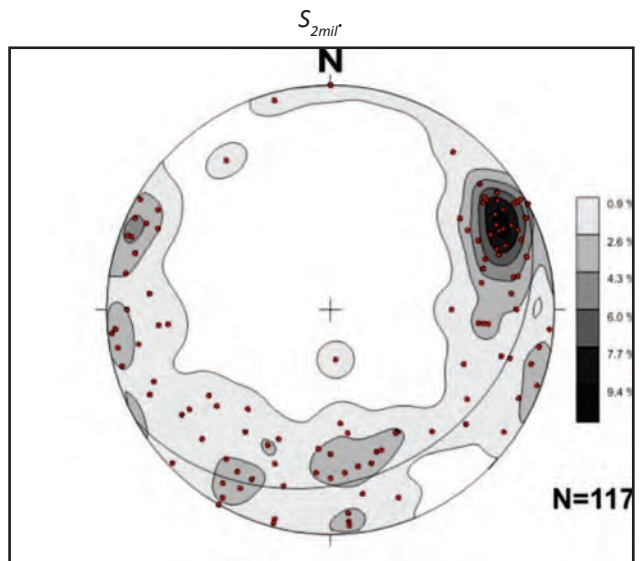


Figura 4.1 – Diagrama de contornos para as lineações de estiramento (L_{2x}) da área, distribuídas ao longo de uma guirlanda de orientação 149/26. Hemisfério inferior.

4.4 - ANÁLISE CINEMÁTICA DA FASE D_2

A análise de indicadores cinemáticos relativos ao desenvolvimento da fase D_2 sugere transporte tectônico para WNW e/ou NW. Variações no posicionamento da lineação de estiramento ao longo de toda a área mapeada proporcionam uma diversidade no sentido de transporte. Na porção norte da folha, os indicadores cinemáticos identificados em cortes paralelos a lineação de estiramento indicam transporte para NW a NNW (Fotos 4.8 e 4.9), enquanto que na porção sul, os critérios cinemáticos apontam para transporte para WNW. Nesse caso, a diferença no sentido de transporte tectônico é relacionada à rotação de estruturas causadas pelo amplo desenvolvimento de zonas de cisalhamento na fase D_3 . Por outro lado, as variações no sentido de caimento da lineação de

estiramento na porção sul da folha são atribuídas a mecanismos de partição de deformação na vertical durante o evento contracional na fase D_2 (Neves *et al.*, 2005).

Provavelmente, o evento D_2 foi responsável por uma tectônica de empurrão significativa, proporcionando o deslocamento de rochas de unidades litoestratigráficas mais antigas sobre aquelas mais novas. Isso é observado no campo e em mapa a partir do posicionamento estratigráfico-estrutural de rochas do Complexo Vertentes (PP2ve) sobre as rochas do Complexo Surubim-Caroalina (NP23sc). Embora essa relação tectono-estratigráfica seja identificada, uma faixa de rochas miloníticas contínuas relacionadas à fase D_2 não pode ser individualizada na escala de trabalho, impossibilitando a representação de um contato de empurrão em mapa.

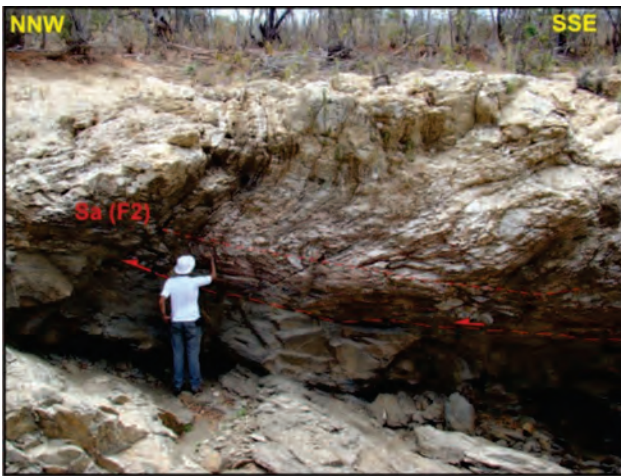


Foto 4.8 – Dobra de arrasto em afloramento de granodiotita gnaisse migmatítico do Complexo Sertânia, caracterizando uma superfície de empurrão (155/40) associada ao transporte tectônico do evento D_2 . Corte paralelo à lineação L_{2x} (165/36).



Foto 4.9 – Fotomicrografia de biotita ortognaisse da Unidade Cabaceiras (PP2flc) com superfícies S-C e C' que sugerem topo para NNW em corte paralelo à lineação de estiramento L_{2x} (Nicolis cruzados - aumento 4x).

4.5 - ESTRUTURAS RELACIONADAS À FASE D_3

4.5.1 - Dobras F_3 e Foliação S_3

As dobras F_3 são simétricas, fechadas a isoclinais, com zonas de charneira espessas e flancos adelgaçados. No caso específico da região que compreende as rochas do Complexo Surubim-Caroalina (NP23sc) localizada acima das cidades de Barra do São Miguel e Riacho de Santo Antônio, as dobras F_3 são assimétricas e fechadas nas porções mais afastadas de zonas de cisalhamento (Foto 4.10) e migram para dobras simétricas e isoclinais no interior dessas zonas. A superfície axial das dobras F_3 é paralela à foliação S_3 ou S_{3mil} (Foto 4.11). Essa foliação possui algumas variações na atitude com inclinação do mergulho sempre próximo da vertical. Os eixos dessas dobras estão orientados em diferentes direções ao longo da Folha Santa Cruz do Capibaribe. A diferença de orientação no eixo das dobras F_3 está relacionada à ocorrência de zonas de cisalhamento de direção NE-SW e WSW – ENE. Haja vista a associação direta do desenvolvimento dessas dobras com a geração de zonas de cisalhamento na área. Nas regiões correspondentes à deformação das zonas de cisalhamento é comum a ocorrência de dobras F_3 com eixos paralelos a L_{3x} . Nesse sentido, as dobras F_3 parecem ter sido geradas com o eixo oblíquo à direção principal do cisalhamento e rotacionados para essa direção durante o desenvolvimento progressivo das zonas de cisalhamento (Miranda, 2010). O resultado geométrico e cinemático para o desenvolvimento dessas dobras permite a observação da lineação de estiramento paralela ao eixo (Figura 4.2). Esse paralelismo entre a lineação de estiramento e o eixo das dobras F_3 é compatível com a geometria de dobras em cortina ou oblíquas (Passchier, 1998; Passchier e Trouw, 2005).



Foto 4.10 – Ocorrência de dobras F_3 assimétricas, fechadas a apertadas, com zona de charneira levemente espessada em biotita ortognaisse migmatítico do Complexo Salgadinho (PP2s). Notar o desenvolvimento incipiente da foliação S_3 paralela à superfície axial (175/68) das dobras F_3 .



Foto 4.11 – Afloramento de biotita - muscovita paragneisse (Complexo Sertânia – PP2se) que ocorre próximo ao traço principal da Zona de Cisalhamento Coxixola. O padrão de dobramento F_3 consiste em dobra fechada, levemente espessada e angulosa na zona de charneira com desenvolvimento de foliação plano axial (S_3).

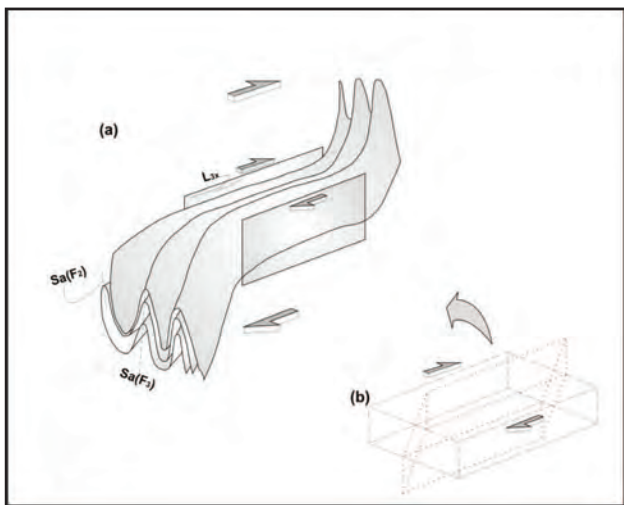


Figura 4.2 – (a) Desenho esquemático para representar a relação entre a geometria de dobras F_3 e o desenvolvimento da Zona de Cisalhamento Coxixola. Nesse caso, a lineação de estiramento é observada paralela ao eixo das dobras. (b) Ilustração do efeito causado pela deformação associada à zona de cisalhamento.

4.5.2 - Foliação S_{3mil}

A foliação S_{3mil} é observada nos ortognaisses e metassedimentos afetados por zonas de cisalhamento dúcteis. Nas zonas de cisalhamento, de orientação NE-SW e WSW-ENE, a ocorrência de faixas de rochas miloníticas a ultramiloníticas com 200 a 1000 metros de espessura foi proporcionada pelo amplo desenvolvimento da foliação S_{3mil} . Essa foliação é paralela ao plano axial de dobras apertadas a isoclinais. A recrystalização da trama petrográfica com formação de fitas de quartzo e alinhamento preferencial de cristais de biotita, anfóbio, muscovita e/ou clorita são fatores preponderantes na caracterização dessa foliação.

4.5.3 - Lineação L_{3x}

A lineação L_{3x} é observada nos planos de foliação milonítica S_{3mil} . Essa lineação é caracterizada pelo estiramento mineral de cristais de feldspato e quartzo nos ortognaisses ou nos metassedimentos. A orientação principal dessa lineação varia ao longo da Folha Santa Cruz do Capibaribe, de acordo com o posicionamento de zonas de cisalhamento. Essa lineação é observada paralela ao eixo de dobras F_3 . O padrão geométrico proposto para explicar o paralelismo entre a lineação de estiramento e o eixo de dobras é demonstrado na Figura 4.2.

4.5.4 - Análise Cinemática da fase D_3 e as Relações com as Zonas de Cisalhamento Dúcteis

A análise cinemática levou em consideração o posicionamento dos indicadores de direção (orientação de foliações e lineações) e indicadores de sentido (porfiroclastos assimétricos do tipo σ -sigma e δ -delta, foliações S-C-C', boudins assimétricos, curvatura da foliação e assimetria de dobras) em cortes paralelos ao plano XZ do elipsóide de strain. A análise cinemática realizada na área permitiu a individualização de zonas de cisalhamento destrais orientadas na direção W-E/WSW-ENE e zonas de cisalhamento sinistrais orientadas na direção NE-SW e WNW-ESE.

4.5.4.1 - Zonas de Cisalhamento Destrais

Entre as zonas de cisalhamento de cinemática destal, a Zona de Cisalhamento Coxixola é a mais expressiva em toda a área. Essa zona de cisalhamento foi definida por Medeiros e Torres (1999), durante a execução do mapa geológico da Folha Sumé (SB.24-Z-D-V), escala 1: 100000. Nas mediações da Folha Sumé, a oeste da área de estudo, a direção principal dessa zona de cisalhamento é WNW-ESE. Uma inflexão suave de direção do seu traço principal para a posição WSW-ENE é visualizada na Folha Santa Cruz do Capibaribe. O traço utilizado para a sua representação em mapa atravessa toda a extensão longitudinal da Folha. A espessura média de rochas miloníticas associadas ao traço principal dessa zona de cisalhamento é de 300m. Em alguns locais a faixa de rochas miloníticas pode atingir 600m. A deformação relacionada à Zona de Cisalhamento Coxixola afetou ortognaisses e metassedimentos dos Complexos Cabaceiras e Sertania/Surubim, respectivamente. Em geral, os melhores exemplos de estruturas (dobras, foliações, lineações e indicadores cinemáticos) são identificados nas rochas metassedimentares. Todos os indicadores cinemáticos indicam movimentação destal em cortes paralelos à lineação de estiramento com caimento suave (inclinação inferior a 20°). Bandas de cisalhamento assimétricas (C') e superfícies S-C indicativas de movimentos destrais são os indicadores mais frequentes na escala de afloramento (Fotos 4.12 e 4.13). A lineação de estiramento possui caimento em torno de 35° em alguns afloramentos na extremidade

oeste da zona de cisalhamento. Nesses afloramentos, os indicadores cinemáticos mostram movimentos sinistrais ou destrais em seções paralelas à lineação. Essa região específica é concordante com o local de conexão da Zona de Cisalhamento Congo com a Zona de Cisalhamento Coxixola.

Na região de contato entre os Complexos Salgadinho e Surubim próximo à cidade de Barra de São Miguel, algumas zonas restritas com ocorrência de rochas miloníticas podem ser identificadas na área. No entanto, a ausência na continuidade de rochas miloníticas e de indicadores cinemáticos conclusivos ao longo desse contato não permite a individualização de uma zona de cisalhamento mais expressiva nesse local.

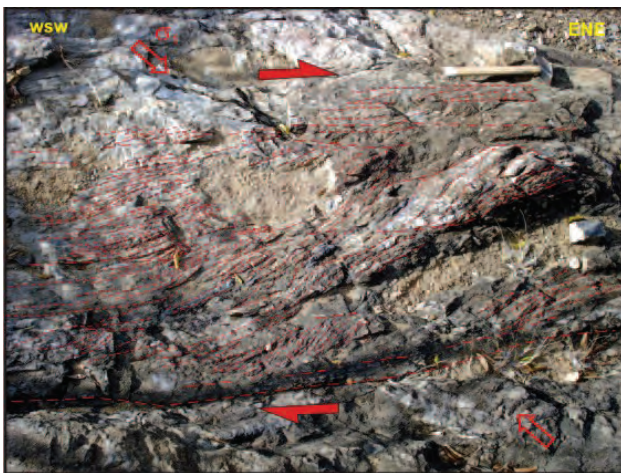


Foto 4.12 – Afloramento de biotita gnaisse milonítico da Unidade Cabaceiras (PP2flc) com superfície C-S que sugere movimento destal em corte paralelo à lineação de estiramento. Note o posicionamento de juntas paralelas à σ_1 (setas vermelhas sem preenchimento), sugerindo condições de baixa temperatura para o desenvolvimento da Zona de Cisalhamento Coxixola.



Foto 4.13 – Afloramento de biotita-muscovita-clorita xisto do Complexo Sertânea (PP2se) com superfícies C' e S-C que indicam movimento destal. Corte paralelo à lineação de estiramento.

4.5.4.2 - Zonas de Cisalhamento Sinistrais

Na Folha Santa Cruz do Capibaribe, as zonas de cisalhamento dúcteis com cinemática sinistral ocorrem orientadas na direção NE-SW e WNW-ESE. Entre as zonas de cisalhamento de direção NE-SW destacam-se as Zonas de Cisalhamento Boa Vista-Cabaceiras, Carnoió e Congo. Essas zonas de cisalhamento são observadas na Folha Santa Cruz do Capibaribe com suas terminações meridionais (Zonas de Cisalhamento Boa Vista e Carnoió) e setentrionais (Zona de Cisalhamento Congo) conectadas com a Zona de Cisalhamento Coxixola. A deformação associada ao desenvolvimento dessas zonas de cisalhamento afetou diferentes litotipos (Unidade Cabaceiras e Complexos Sertânia e Surubim), proporcionando a ocorrência de rochas com textura milonítica bem desenvolvida. Essas faixas de rochas miloníticas são paralelas ao traço principal das zonas de cisalhamento representadas em mapa e possuem espessuras distintas que variam de 100 até 700m de espessura. A cinemática sinistral ao longo dessas zonas de cisalhamento é identificada em diferentes escalas de observação. Em imagens de satélite ou em fotos aéreas, a curvatura da foliação regional em relação aos limites das zonas de cisalhamento é sugestiva de movimentação sinistral. Na escala mesoscópica, indicadores cinemáticos do tipo S-C-C' e porfiroclastos rotacionados indicam cinemática semelhante em cortes paralelos à lineação de estiramento (Fotos 4.14, 4.15 e 4.16). As lineações de estiramento possuem caimento suave ($<15^\circ$) na maior parte da extensão das zonas de cisalhamento, com algumas variações na obliquidade nas porções mais próximas da conexão com a Zona de Cisalhamento Coxixola, como por exemplo, a região correspondente a terminação meridional da Zona de Cisalhamento Carnoió. Provavelmente, essas zonas de cisalhamento desenvolveram-se sob regime tectônico transcorrente (dominado por cisalhamento simples), embora estudos adicionais relacionados à quantificação e qualificação da deformação sejam fundamentais para confirmar essa hipótese.

Na extremidade NE da Folha Santa Cruz do Capibaribe ocorre a Zona de cisalhamento Inácio Pereira. O traço principal dessa zona de cisalhamento, de direção WNW-ESSE, é correspondente a orientação principal da Serra Inácio Pereira. A deformação associada ao desenvolvimento dessa zona de cisalhamento afetou os anfibólio monzogranitos foliados do Pluton Inácio Pereira e algumas rochas metassedimentares dos Complexos Sertânia e Surubim, caracterizando uma faixa de rochas protomiloníticas a miloníticas de 200 a 600m de espessura.

A análise cinemática dessa zona de cisalhamento requer especial atenção, devido às variações no posicionamento da lineação de

estiramento (L_{3x}) ao longo da zona de cisalhamento. Essa lineação ocorre paralela ou oblíqua ao *strike* da foliação milonítica S_{3mil} . São observados tectonitos do tipo L em alguns afloramentos com predomínio da lineação de estiramento horizontal e amplo desenvolvimento da estrutura linear sobre a estrutura planar. Variações no sentido de mergulho e inclinação de L_{3x} proporcionam interpretações cinemáticas distintas. Nos cortes paralelos à L_{3x} (Foto 4.17) com caimento moderado a elevado (superior a 40°) para WSW e perpendiculares a foliação milonítica de mergulho elevado ($> 70^\circ$) os indicadores do tipo S-C-C' são compatíveis com movimentação sinistral oblíqua (Foto 4.18) com transporte tectônico para ENE. Em alguns casos, indicadores cinemáticos sugestivos de movimentos

sinistrais são identificados em cortes oblíquos à L_{3x} . Nos afloramentos com L_{3x} subhorizontal os indicadores cinemáticos indicam movimento sinistral de rejeito horizontal característico de regime tectônico transcorrente (dominado por cisalhamento simples). Nas análises realizadas em três afloramentos com a lineação com caimento moderado (menor ou igual a 30°) para ESE, os indicadores cinemáticos indicam movimentos sinistrais com transporte para ESE, sugerindo um regime extensional. As variações no posicionamento da lineação de estiramento aliadas aos indicadores cinemáticos observados nessa zona de cisalhamento são condizentes com uma evolução estrutural sob condições de transpressão oblíqua (Miranda, 2010).

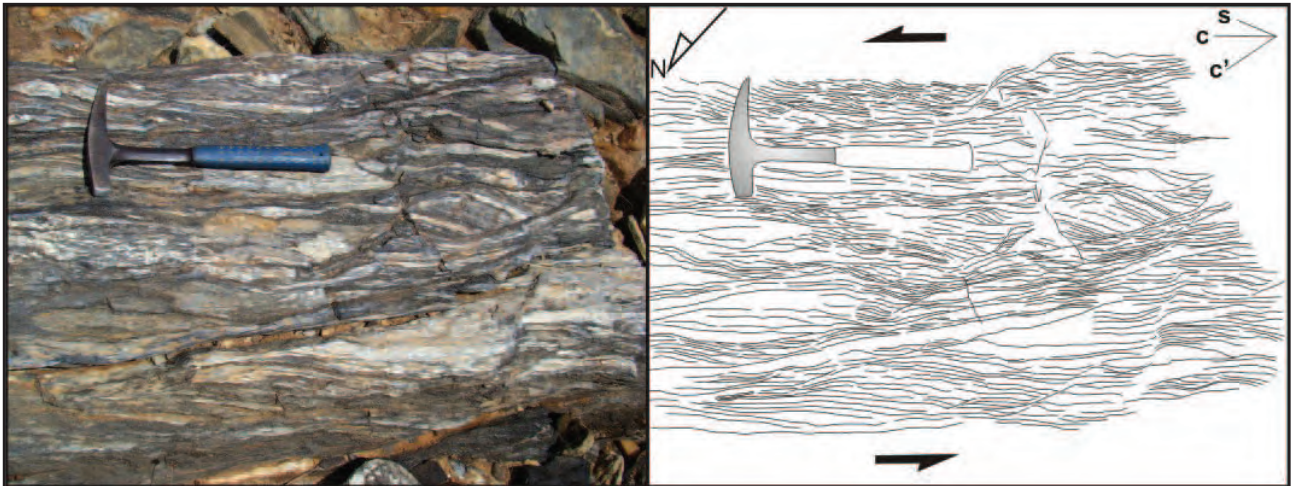


Foto 4.14 – Biotita ortognaisse milonítico de composição granítica da Unidade Cabaceiras (PP2flc) com indicadores cinemáticos do tipo S-C-C' indicativos de movimentação sinistral ao longo da Zona de Cisalhamento Boa Vista. Note o truncamento de bandas quartzo-feldspáticas (superfícies S) ao longo de C', sugerindo uma deformação de caráter ductil-ruptil. Corte paralelo à lineação de estiramento (XZ).

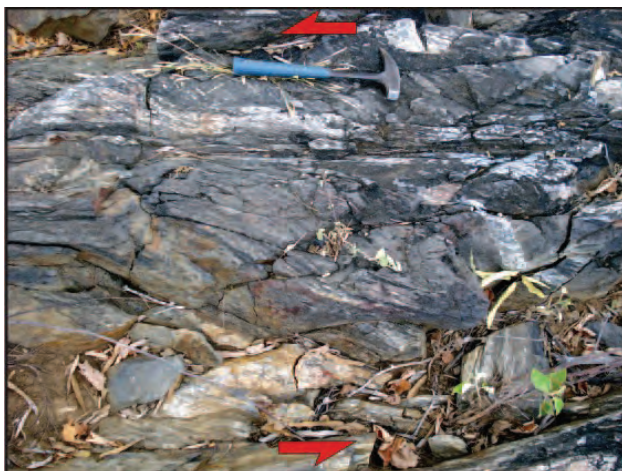


Foto 4.15 – Afloramento de biotita ortognaisses miloníticos da Unidade Cabaceiras (PP2flc) onde ocorrem bandas de cisalhamento sugestivas de cinemática sinistral em cortes paralelos a lineação de estiramento sub-horizontal.



Foto 4.16 – Afloramento de granada-biotita xisto/gnaisse do Complexo Sertânia (PP2se) com porfiroblastos com geometria tipo delta (δ) que indica cinemática sinistral. Note que, ao lado da escala, superfícies do tipo S-C são coerentes com o sentido de cisalhamento sinistral.

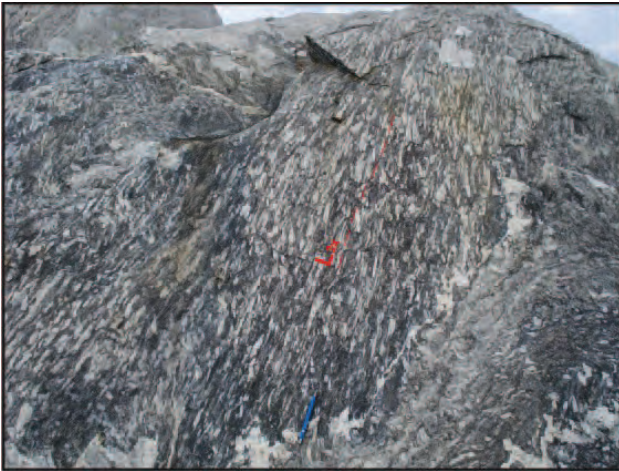


Foto 4.17 – Lineação de estiramento (L_{3x}) de alta obliquidade em anfibólio monzogranito milonítico do Pluton Inácio Pereira (corte paralelo a XY).

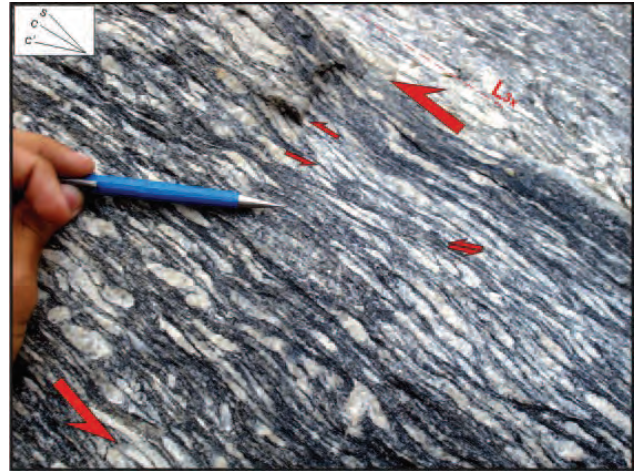


Foto 4.18 – indicadores cinemáticos do tipo S-C-C' indicativos de movimento sinistral oblíquo em corte paralelo à lineação de estiramento. Note o estiramento acentuado dos cristais de plagioclásio e feldspato potássico.

4.6 - ESTRUTURAS RELACIONADAS À FASE D_4

4.6.1 - Dobras F_4

As dobras F_4 são suaves a abertas, simétricas com eixo horizontal de direção aproximada W-E e superfície axial de mergulho íngreme para N. Essas dobras são identificadas principalmente na região próxima do Vilarejo de Poço Fundo. Muscovita-quartzitos do Complexo Surubim posicionados no flanco oeste do antiforme na região de Poço Fundo,

no sul da Folha Santa Cruz do Capibaribe, exibem crenulações suaves correlatas ao desenvolvimento da Fase D_4 . A influência de Dobras F_4 em estruturas formadas anteriormente (D_2 e D_3) proporcionou figuras de interferência bidimensionais vistas em corte horizontal de afloramentos de biotita ortognaisses migmatíticos do Complexo Salgadinho (PP2sg) (figura 4.3a, 4.3b e 4.3c). A relação angular entre os eixos de dobras F_3 e F_4 ($\sim 80^\circ$) somada à geometria das figuras de interferência sugerem um padrão intermediário entre os tipos I e II (Ramsay e Hubber, 1987).

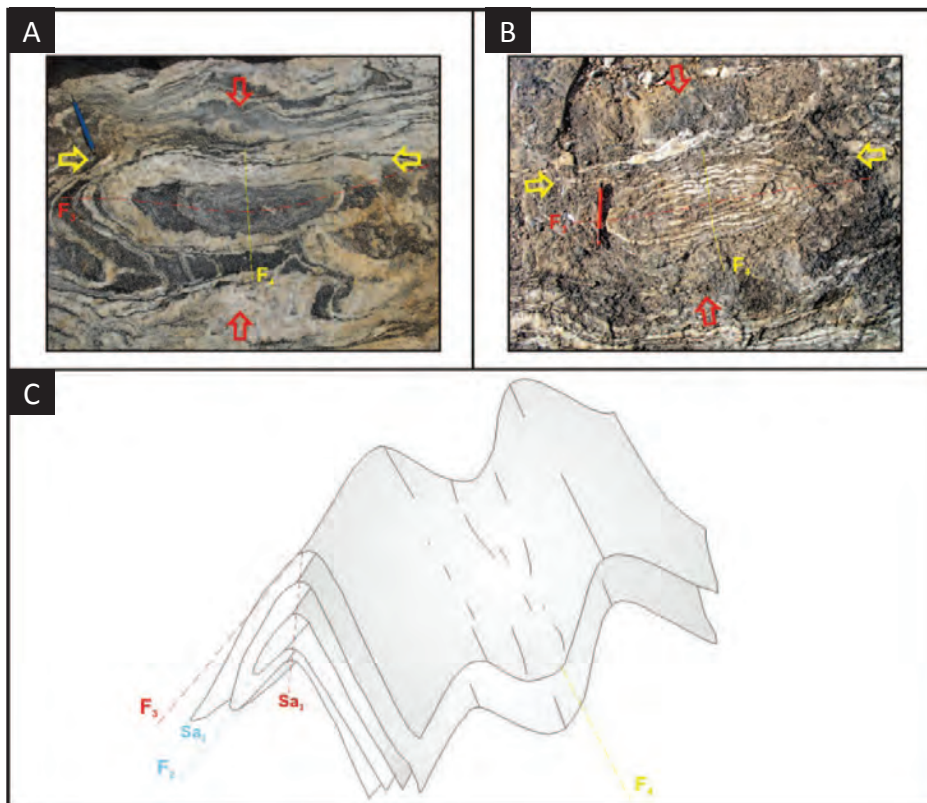


Figura 4.3 – Desenho esquemático para o desenvolvimento da fase D_4 : (a) e (b) exemplos de figuras de interferência do tipo caixa de ovos observadas em afloramentos de biotita ortognaisses migmatíticos do Complexo Salgadinho (PP2s). (c) representação estrutural para o desenvolvimento de dobras F_4 e sua relação geométrica com as estruturas formadas anteriormente (D_2 e D_3).

4.7 - DEFORMAÇÃO RÚPTIL A RÚPTIL DÚCTIL

4.7.1 - Juntas, Falhas e Zonas de Cisalhamento Dúcteis-Rúpteis

A deformação de caráter rúptil a rúptil-ductil na Folha Santa Cruz do Capibaribe é representada por um sistema de deformação rúptil-ductil, envolvendo o desenvolvimento de juntas de cisalhamento conjugadas e/ou híbridas, zonas de cisalhamento dúcteis-rúpteis restritas e falhas transcorrentes de geometria e cinemática distintas. O tratamento estatístico a partir de diagrama de rosetas para todas as juntas identificadas na área revela uma dispersão no padrão geométrico dessas estruturas (Figura 4.4a).

Em uma análise preliminar observa-se um predomínio de juntas verticais com orientação em torno de N10-20°E, com um arranjo secundário de juntas orientadas na direção N30-40°W. Um padrão menos expressivo com juntas de direção aproximada W-E também é identificado. Nesse caso específico, uma abordagem dinâmica e cinemática pode ser realizada ao comparar os dados de juntas de cisalhamento, híbridas e extensionais obtidos em afloramento com o padrão geométrico observado no diagrama de rosetas. Em diversos afloramentos, a análise cinemática e dinâmica de juntas de cisalhamento verticais, conjugadas com padrão X (ângulo agudo em torno de 60°), sugere um tensor de compressão máxima horizontal (σ_1) com direção em torno de N17-22°W (Figura 4.4b).

Zonas de cisalhamento dúcteis-rúpteis associadas ao mesmo σ_1 podem ser identificadas em alguns desses afloramentos. Juntas de extensão paralelas à σ_1 são identificadas em alguns casos, sendo correlacionáveis ao padrão de juntas com orientação N20W plotadas no diagrama de roseta. Uma análise dinâmica para esse sistema de deformação rúptil sugere que os tensores do elipsóide de *stress* possuem, aproximadamente, as seguintes orientações: σ_1 – N20W; σ_2 – vertical (paralelo à interseção entre as juntas); σ_3 – N70E (Figura 4.4c e 4.4d). Essa orientação do σ_1 obtida para a deformação rúptil é semelhante aquela apresentada por alguns autores para o desenvolvimento de zonas de cisalhamento na Zona Transversal da Província Borborema (Neves e Mariano, 1999; Rodrigues, 2008; Miranda 2010). Provavelmente, o sistema do elipsóide de *stress* permaneceu o mesmo após o desenvolvimento das zonas de cisalhamento ou essas estruturas de caráter rúptil representam o estágio tardio de deformação em condições de temperatura muito baixa.

Embora a orientação dos tensores do elipsóide de *stress* seja uma aproximação, o padrão geométrico de estruturas rúpteis geradas em um sistema semelhante deve ser repetitivo em toda área da folha. Dessa forma, o padrão de orientações de juntas extensionais ou mesmo juntas de cisalhamento conjugadas pode trazer informações favoráveis para o planejamento de lavras para rochas ornamentais ou mesmo para a investigação de águas subterrâneas em áreas do cristalino.

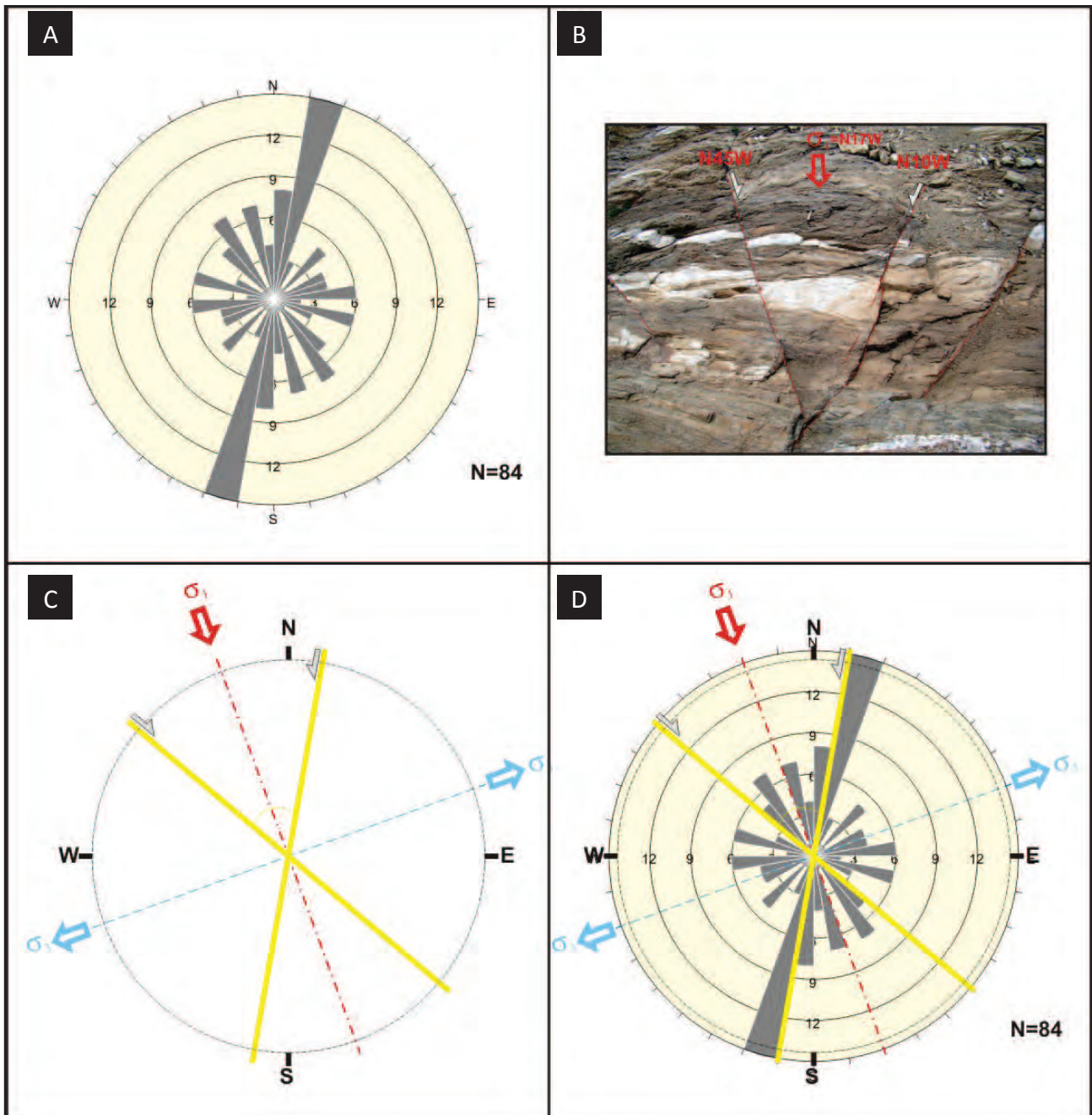


Figura 4.4 – Desenho esquemático para o desenvolvimento de sistema de juntas conjugadas na Folha Santa Cruz do Capibaribe. (a) Diagrama de rosetas para todas as juntas obtidas na área; (b) Sistema de falhas conjugadas observadas em afloramento com o tensor de compressão máxima (σ_1) representado na foto. O σ_1 com essa direção (N17°-22°W) é encontrado em diversos afloramentos em que ocorrem juntas conjugadas e/ou híbridas; (c) Representação esquemática do sistema juntas conjugadas encontradas nos afloramentos da área, com os tensores do elipsóide de stress representados; (d) A sobreposição do desenho esquemático da figura (c) com o diagrama de rosetas sugere uma correlação entre o sistema de tectônica rúptil proposto e todas as direções de juntas obtidas durante o mapeamento geológico.

5 – RECURSOS MINERAIS

5.1 - INTRODUÇÃO

A atividade mineira na folha é escassa e restrita a materiais para construção civil e rochas e minerais industriais. Segundo os dados de requerimento (DNPM, 2009), atualmente na área existem duas concessões de lavra (água mineral e mármore), dois requerimentos de lavra (mármore) e cinco processos em licenciamento de materiais para construção civil.

O banco de dados de recursos minerais da folha foi atualizado com o intuito de ampliar o conhecimento sobre o panorama mineiro da área. Foram recadastrados diversos depósitos/ocorrências, obtidos em diferentes projetos de dados do Serviço Geológico do Brasil (CPRM), com objetivo de incrementar informações e aferir sua localização geográfica. Adicionalmente, foram inseridos cadastros inéditos resultantes dos trabalhos de campo.

O banco de dados final conta com 41 bens minerais cadastrados, dos quais 29 constituem cadastros inéditos (Figura 5.1). O quadro 5.1 expõe informações básicas de cada ponto, às quais estão disponíveis de forma integral na versão SIG (Sistema de Informação Geográfica) ou através do Geobank, acessado pelo site <http://geobank.sa.cprm.gov.br/>.

A vocação mineira da área pode ser apreciada ao distribuir os recursos minerais de acordo com suas classes utilitárias (Figura 5.2). Observa-se que as rochas e minerais industriais (RMI), representados aqui pelo mármore, correspondem a 54% dos bens minerais. Os materiais utilizados na construção civil correspondem a 39% dos bens minerais, com destaque para as ocorrências de rocha ornamental. Os 7% correspondentes a metais ferrosos correspondem ao protominério de ferro associado a rochas máficas/ultramáficas. No total apenas 6 ocorrências/depósitos estão em atividade na folha e compreendem minas de mármore e brita e garimpos de areia e pedra para revestimento.

Os bens minerais cadastrados durante o projeto serão descritos nos próximos itens, sempre que possível sugerindo a aplicação da substância em função de suas características físicas e químicas.

5.2 - MATERIAIS DE USO NA CONSTRUÇÃO CIVIL

5.2.1 - Areia

A extração de areia na área restringe-se a pequenos produtores, cuja produção é voltada para atender demandas locais da construção civil. A única extração em atividade encontrada durante a etapa de cadastramento localiza-se em depósitos aluvionares do Riacho da Barra, município de Barra de São Miguel

(PB). Adicionalmente, seis autorizações de pesquisas (DNPM, 2009) recobrem os aluviões do Rio Capibaribe a oeste de Santa Cruz do Capibaribe (Figura 5.3). Devido às pequenas dimensões e o caráter intermitente desses empreendimentos não é possível quantificar a produção desse recurso na folha.

Os depósitos de aluvião compreendem sedimentos texturalmente e mineralógicamente imaturos. Apresentam granulometria mal-selecionada, com predomínio modal de areia grossa a conglomerática. Normalmente são compostos por quartzo e quantidades variáveis de feldspatos, mica, fragmentos de rocha e óxidos. Essas características inviabilizam seu uso nas indústrias de aplicações mais nobres como cerâmica e vidros.

As extrações em aluvião próximas a áreas urbanas, como por exemplo Santa Cruz do Capibaribe (PE), Jataúba (PE) e Taquaritinga do Norte (PE), favorecem a viabilidade do empreendimento, pois reduzem gastos de transporte que representam até 1/3 do custo total da produção.

5.2.2 - Brita

A brita constitui um dos principais agregados na construção civil e suas principais reservas são granitos e gnaisses, seguidos por calcários, dolomitos e basaltos. O beneficiamento relativamente simples e o baixo preço unitário fazem com que a produção seja realizada nas proximidades da região consumidora, pois a distância de transporte chega a abarcar 2/3 do custo de produção. A principal demanda do bem mineral é o setor da construção civil, o que torna sua exploração diretamente dependente de centro(s) urbano(s).

Na área ocorre apenas um registro de extração de brita em atividade e três minas desativadas. A matéria-prima utilizada são granitóides e gnaisses do monzonito Santa Cruz do Capibaribe e dos complexos Sertânia e Salgadinho, respectivamente. Em ambos os casos as reservas são vastas e, especificamente nas minas inativas, a proximidade com o pólo têxtil (Santa Cruz do Capibaribe/Toritama) em amplo desenvolvimento favorece o cenário para restabelecer a extração e beneficiamento do agregado. Os cadastros MM-12 e MM-24 são exemplos que distam aproximadamente 5 quilômetros do centro urbano (Figura 5.1).

5.2.3 - Pedras para pavimentação (pedras de Talhe, Meio Fio e Calçada)

A produção de pedras para pavimentação foi registrada em dois locais na folha. As lavras observadas são de pequeno porte e intermitentes, que provavelmente atendem demandas locais (Foto 5.1).

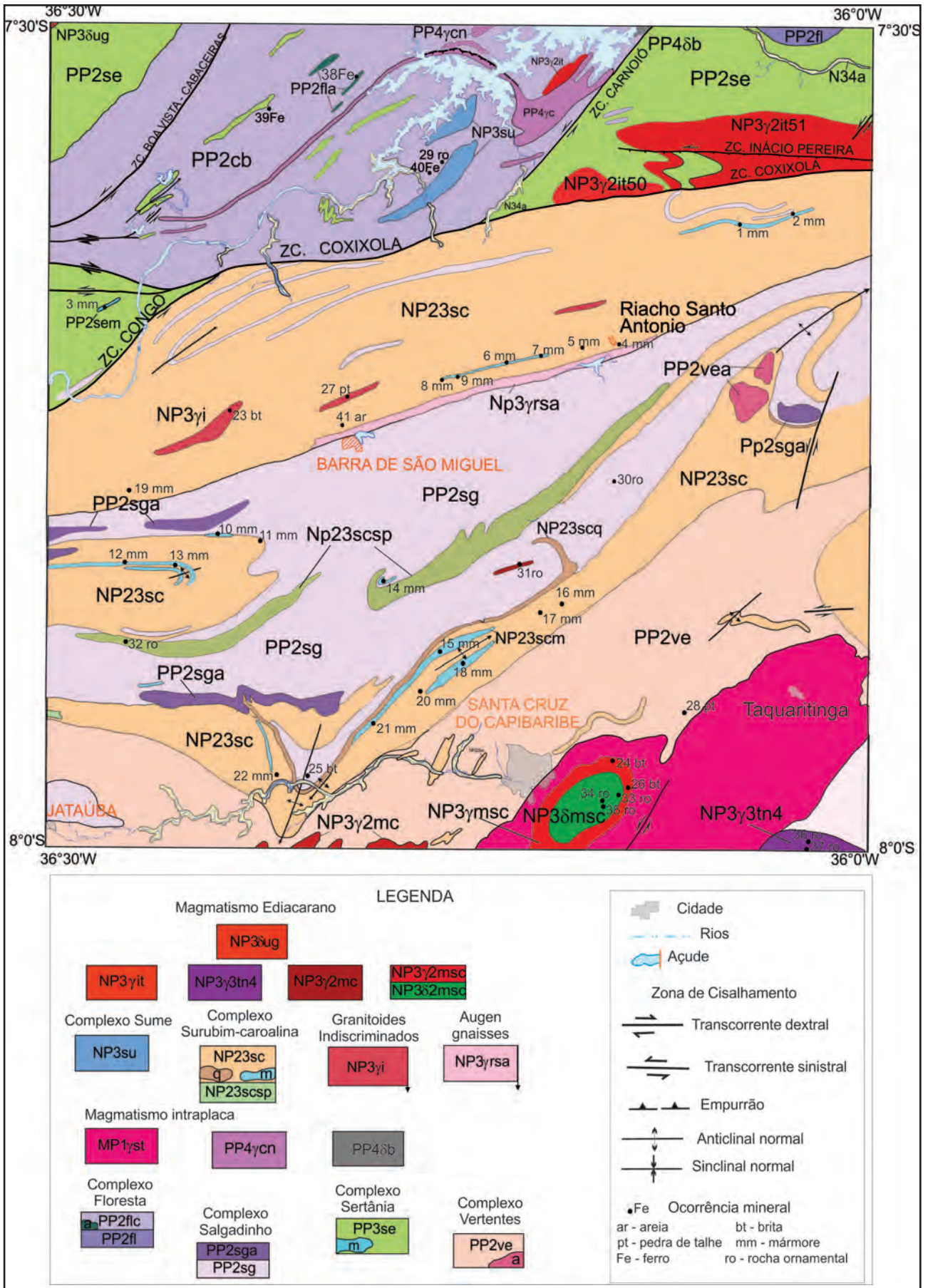


Figura 5.1 – Esboço geológico da Folha Santa Cruz do Capibaribe com a localização dos recursos minerais cadastrados.

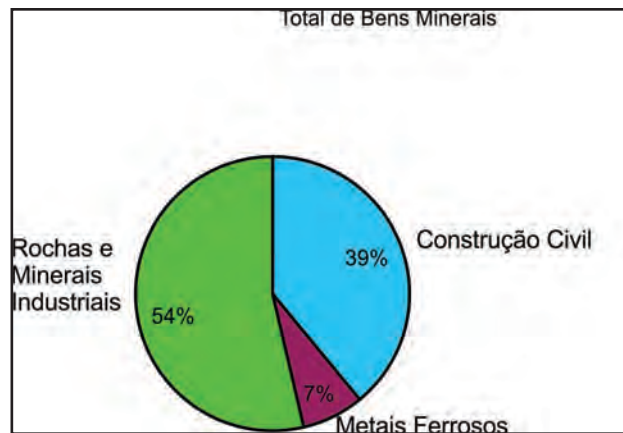


Figura 5.2 – Distribuição dos recursos minerais classificados por classes utilitárias.

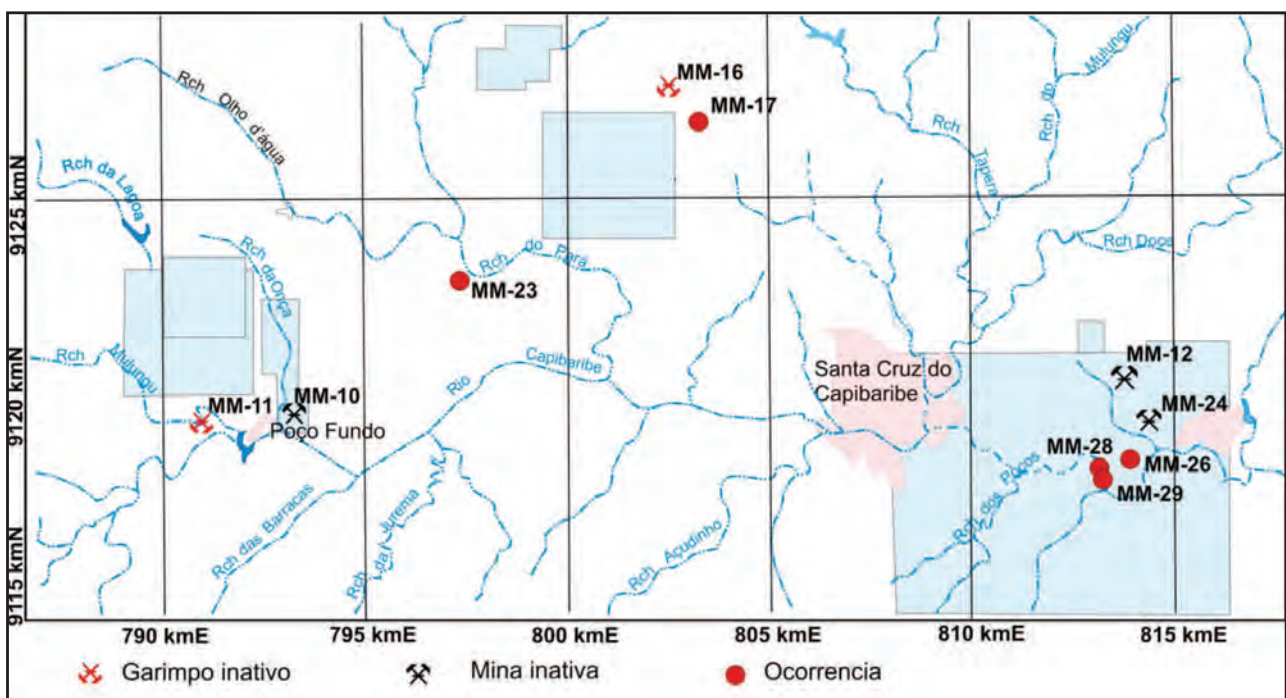


Figura 5.3 – Áreas requeridas (DNPM, 2009) e pontos de cadastro nas proximidades de Santa Cruz do Capibaribe. As áreas em vermelho referem-se a áreas autorizadas para pesquisa de areia.

Os principais produtos confeccionados são pedras de calçada (“pedras de talhe”), pedras de meio-fio e paralelepípedos (pedras de calçamento). Os blocos são retirados com talhadeiras e marretas e moldados manualmente para obter as dimensões desejadas. As lavras artesanais são efetuadas a céu aberto em lajedos e áreas com pouca cobertura de solo (Foto 5.1A).

As matérias-primas são predominantemente gnaisses. Na folha destacam-se o Complexo Vertentes, com anfibólio-granada-biotita gnaisses finamente bandados (Foto 5.1A), e gnaisses com textura protomilonítica associados a zonas de cisalhamento (Foto 5.1B). A foliação ou bandamento

fino é utilizada pelo marteleiro para guiar o plano de corte da lava e auxilia na extração e modelagem dos blocos. Evitam-se rochas com presença de diques e veios, fatores que podem inviabilizar a lava.

Os dois registros (MM-05 e MM-15) ocorrem em áreas distintas, um no município de Barra de São Miguel (PB) e outro às margens da BR-104, no município de Taquaritinga do Norte (PE). Este último, relacionado aos ortognaisses do Complexo Vertentes, possui vias de escoamento da produção e relativa proximidade com centros consumidores como Santa Cruz do Capibaribe (PE), Toritama (PE), Taquaritinga do Norte (PE) e Surubim (PE), o que favorece sua exploração.

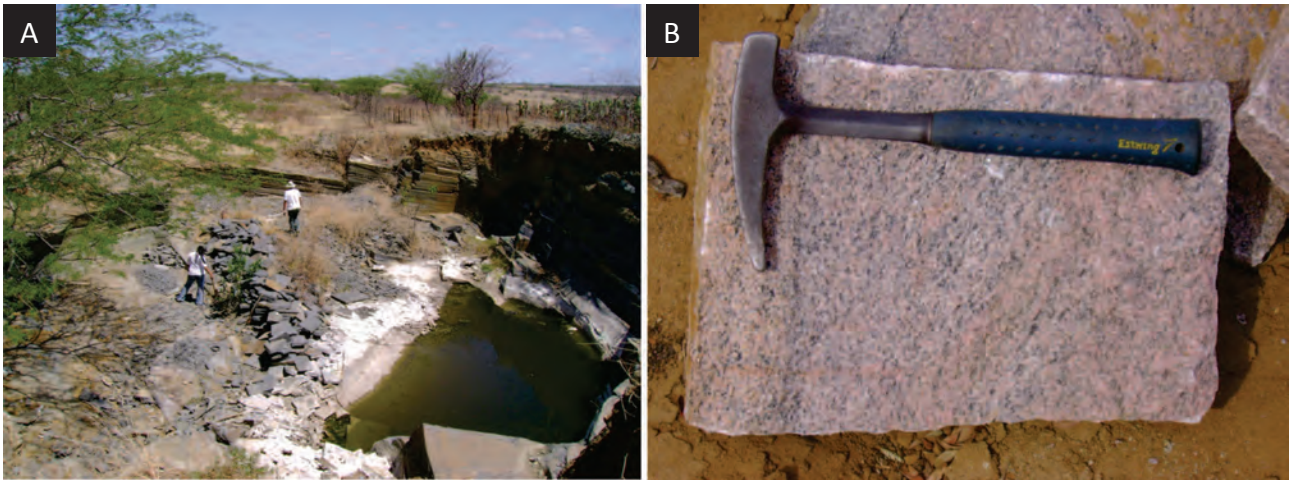


Foto 5.1 – Aspectos da produção de pedras para pavimentação. A - Lavra intermitente em anfibólio-granada-biotita gnaisse do Complexo Vertentes, Taquaritinga do Norte-PE. B - Bloquete de calçamento confeccionado a partir de biotita gnaisse milonítico, Barra de São Miguel-PB.

5.2.4 - Rocha para fins Ornamentais

Rochas ornamentais são tipos litológicos que permitem sua extração em blocos ou placas, os quais posteriormente serão beneficiados. Uma das características fundamentais desse bem mineral é o aspecto estético que somado às características físicas definirão sua melhor forma de aplicação. As principais aplicações são para revestimentos internos e externos, confecção de tampos e balcões e revestimentos funerários (ABIROCHAS, 2009). As rochas são comercialmente divididas em granitos e mármore, respectivamente caso tenha reatividade negativa ou positiva com solução de HCl (10%). O termo granito será utilizado nesse sentido no presente item, salvo seja especificado tratar-se da classificação composicional.

Durante as etapas de mapeamento e cadastramento mineral foram identificadas 9 litologias com potencial de aplicação para fins de ornamentação. Trata-se de granitos, que classificados de acordo com o padrão cromático distinguem-se em materiais comuns (cinza e rosado), clássicos (marrom escuro e preto) e excepcionais (branco com verde). As litologias foram agrupadas de acordo com sua unidade litológica, o que definiu cinco grupos de “granitos”; Santa Cruz do Capibaribe (NP3 γ 2msc), Toritama (NP3 γ 3tn4), Fazenda Boa Vista (NP3 γ yi), Tanque Raso (NP23scsp), Cabaceiras (PP2flcb) e Carnoió (PP4 γ cn).

5.2.4.1 - Plúton Santa Cruz do Capibaribe (NP3 γ 2msc)

Os granitos Santa Cruz do Capibaribe correspondem as litologias do plúton homônimo. O corpo está localizado nas imediações da cidade e compreende uma intrusão elíptica de aproximadamente 50 km² (Guimarães & Silva Filho, 1995). Dois tipos de granitos foram cadastrados, um de cor preta e um cinza.

O granito preto (NP3 δ 2msc) ocorre na

porção central do plúton. Os alforamentos típicos são blocos rasteiros ou pequenos lajedos (Foto 5.2A). Preliminarmente não foram identificadas anisotropias (falhas, fraturas e veios) que prejudicassem a exploração de blocos. Entretanto em alguns locais nota-se uma fácies com tonalidades mais claras (Foto 5.2B), que indica a necessidade da cartografia geológica de detalhe para delimitar as reservas. A rocha é classificada comercialmente como um granito clássico de cor preta e possui potencial como material de exportação (Foto 5.3).

Petrograficamente a rocha é um gabro que possui textura equigranular e granulação média. Mineralogicamente é composta por plagioclásio, anfibólio, biotita e clino e ortopiroxênio.

Os índices físicos da rocha indicaram uma densidade elevada, índices de absorção e porosidade medianos e baixa resistência à abrasividade. Os valores detalhados dos ensaios estão apresentados na Tabela 5.1. Em função de características que favorecem a alterabilidade da rocha sugere-se sua utilização em locais com baixa umidade e pouco tráfego, tais como revestimentos e peças interiores verticais.

O granito cinza (NP3 γ 2msc) ocorre na porção externa do corpo e aflora tanto em grandes maciços quanto em blocos e lajedos. A rocha possui composições que variam entre monzogranito a granodiorito. Possui textura porfirítica e granulação grossa, embora em certos locais seja possível observar textura equigranular. É composto essencialmente por plagioclásio, microclina e quartzo que compreendem 80% da composição modal e por biotita, anfibólio e acessórios.

Apesar de apresentar sensíveis diferenças locais na textura e mineralogia, o granito é classificado comercialmente como granito comum de cor cinza (Foto 5.4), utilizado para confecção de peças para

Tabela 5.1 – Índices físicos e índice de desgaste Amsler para amostras do Granito Preto Santa Cruz do Capibaribe (SCC), Granito Verde Taque Raso (TR) e Granito Cinza Toritama (GT). Ensaios realizados no Laboratório de Mecânica de Rochas, DEMINAS/UFPE.

AMOSTRA	Porosidade (%)	Absorção (%)	Amsler 500 m (mm)	Amsler 1000 m (mm)
SCC	1,119 ± 0,112	0,388 ± 0,039	0,798 ± 0,102	1,517 ± 0,074
TR	1,785 ± 0,120	0,661 ± 0,055	0,513 ± 0,084	1,076 ± 0,118
GT	1,745 ± 0,145	0,637 ± 0,054	0,540 ± 0,049	1,326 ± 0,077

revestimento com menor valor agregado e aceitação restrita ao mercado interno.

5.2.4 2 - Plúton Toritama (NP3γ3tn4)

As ocorrências de granito relacionadas ao Plúton Toritama localizam-se no extremo sudeste da área, próximas ao contato do corpo com os gnaisses da Serra da Taquaritinga. Duas litologias distintas foram identificadas na área, sienitos com tonalidades

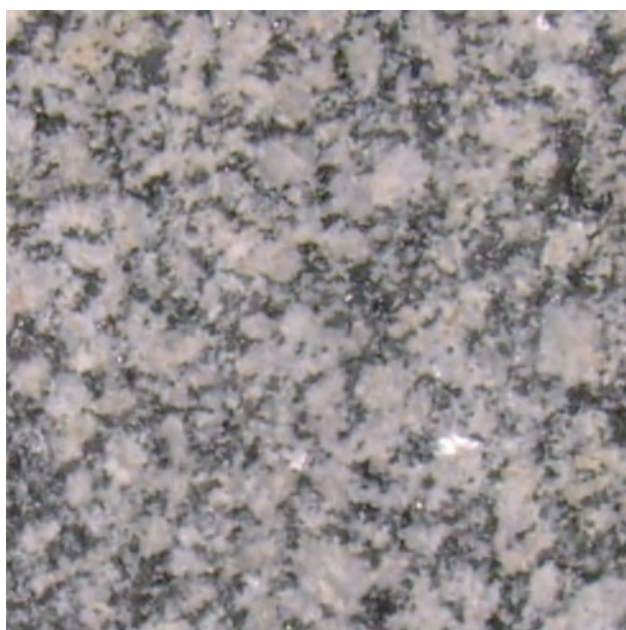


Foto 5.4 – Granito cinza do Plúton Santa Cruz do Capibaribe. Chapa de monzogranito com dimensões 12 x 12 cm.

cinza amarronzados e sienitos de cor marrom escuro, conhecido comercialmente como Granito Marrom Imperial. Essa rocha possui elevado valor agregado e constitui um material clássico para exportação.

O Granito Marrom Imperial ocorre em bolsões irregulares no interior do sienito cinza (Foto 5.5A). No ponto MM-13 realizou-se a lavra em matacões e em maciço, porém a elevada densidade de veios leucocráticos (Foto 5.5B) e a presença de descontinuidades (fraturas e *shear bands*) parece ter inviabilizado o empreendimento.

A rocha possui textura porfirítica dada por grãos de microclina (75%) envoltos por albita (5%), anfibólio cálcico (7%), biotita (5%), clinopiroxênio (4%) e opacos. Veios leucocráticos são injetados no cumulado de cristais de feldspato. Possuem formas anastomosadas e, não raro, formam bolsões com tamanhos centimétricos a decimétricos (Foto 5.5B). Localmente a rocha está deformada por *shear bands* e por fraturas com atitude NNW e NE, subverticais. Esses fatores desfavorecem a extração de blocos no local.

Os sienitos encaixantes do Granito Marrom Imperial possuem potencial de comercialização como material comum no mercado interno. A rocha aflora em maciços com aspecto ruiforme, facilmente identificados por imagens de satélite e fotografias aéreas. Texturalmente trata-se de uma rocha porfirítica (Foto 5.6), localmente equigranular cujos principais constituintes são feldspato alcalino, clinopiroxênio, biotita e anfibólio. Adicionalmente ocorrem enclaves máficos com granulação fina.

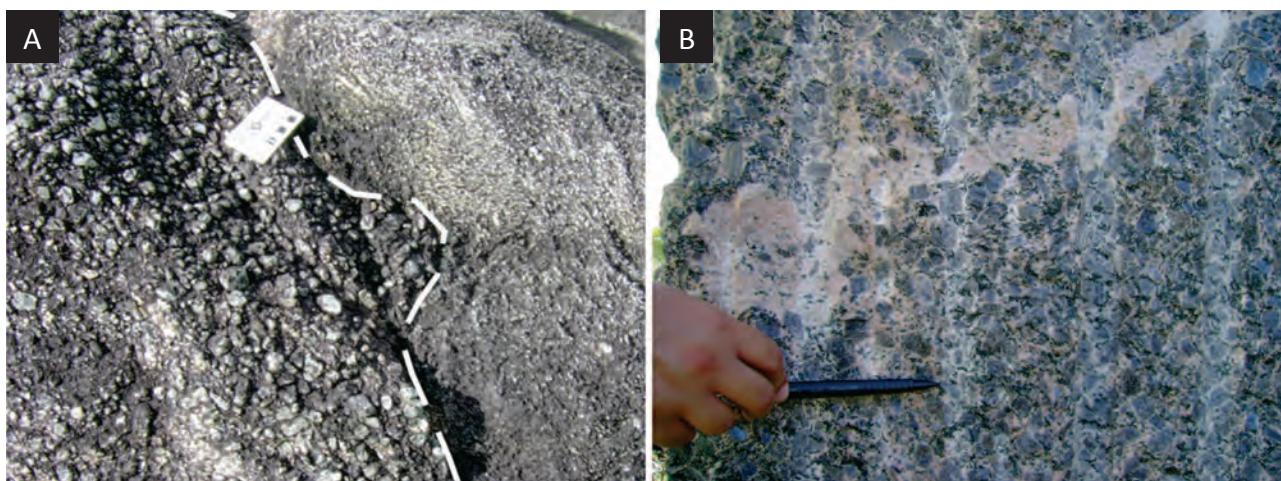


Foto 5.5 – Aspectos do Granito Marrom Imperial no Sítio Cacimba. A: Contato irregular entre o Marrom Imperial (sienito porfirítico) e o granito cinza (sienito granular). B: Veio leucocrático intrusivo no Marrom Imperial. A densidade de veios é um fator que prejudica a exploração da rocha no local.

Ensaio físicos indicam que a rocha apresenta absorção de água e porosidade elevadas e baixa resistência à abrasão. Isto exclui sua utilização para pavimentos horizontais e ambientes externos. Visto tratar-se de um material comum, sugere-se a fabricação de tampos e balcões, desde que aplicados em locais de baixa umidade.

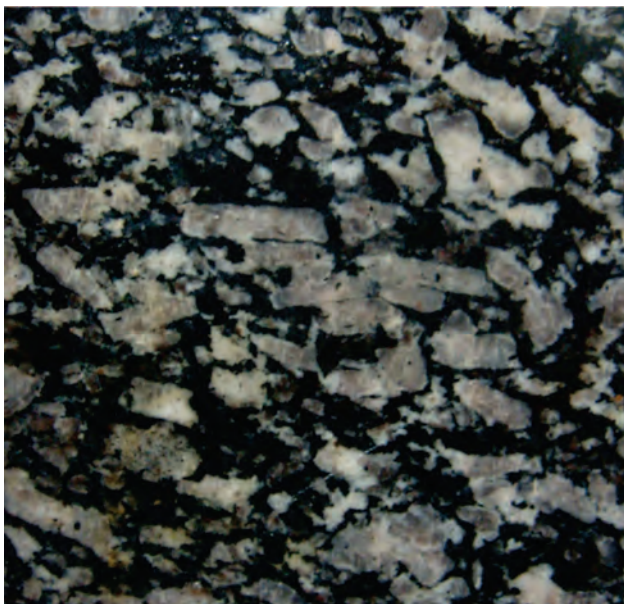


Foto 5.6 – Bloco de amostra do sienito porfirítico Toritama. Dimensões 7 x 7 cm.

5.2.4.3 - Dique Fazenda Boa Vista (NP3γi)

O Granito Fazenda Boa Vista ocorre sob a forma de dique com aproximadamente 5 km de comprimento, quinze quilômetros a oeste da BR-104 (MM-31). O granito possui granulação fina, textura equigranular e cor cinza escuro (Foto 5.7). A petrografia indica tratar-se de um quartzo monzodiorito composto por plagioclásio, feldspato alcalino, biotita, tendo epidoto, allanita titanita, minerais opacos, apatita e zircão como minerais acessórios. Na Fazenda Boa Vista foi iniciado a lavra de matações e do maciço, porém a proximidade com o Sítio Arqueológico Municipal Pedra da Figura fez com que a exploração fosse suspensa.

5.2.4.4 - Gnaisses Calcissilicáticos (Serra do Pará, NP23cssp)

Granitos brancos, róseos e cinzas com tonalidade verde (Fotos 5.8 e 5.9) foram registrados na porção central da área, alinhados segundo *trend* NE-SW. Apesar do posicionamento estratigráfico incerto, observa-se que essas rochas ocorrem próximas ao contato entre os metassedimentos do Complexo Surubim-Caroalina e os ortognaisses do Complexo Salgadinho. A mina do Sítio Tanque Raso (MM-25) e a ocorrência da Serra do Pará (MM-30) são locais representativos dessa litologia.

Petrograficamente trata-se de leucognaisses que exibem granulação média, textura granoblástica, por



Foto 5.7 – Amostras do Granito Fazenda Boa Vista. Dimensões 7 x 7 cm.

vezes com bandamento metamórfico bem desenvolvido (Foto 5.9). A mineralogia varia localmente, porém possuem a composição média de feldspato alcalino (20-30%), plagioclásio (25-30%), quartzo (15-30%), epidoto (15-20%), anfibólio (5-10%) e clinopiroxênio (05-10%). Os minerais acessórios compreendem titanita, apatita, allanita, mica branca e carbonato, os quais podem chegar a 10% da composição modal da rocha.

A ocorrência do Sítio Tanque Raso dista aproximadamente 10 km da BR-104, a sul do município Riacho de Santo Antônio. Nesse local, a rocha possui cores verde e branca (Foto 5.8), com excelente aspecto visual. A foliação exibe-se bem desenvolvida, por vezes dobrada, o que permite a confecção de chapas movimentadas e homogêneas (Foto 5.8). Segundo ex-empregados, a lavra apresentava baixo índice de recuperação, o que causou seu fechamento. A presença de zonas miloníticas com direção WNW e fraturas com direção N-S/NNW provavelmente dificultaram a extração dos blocos. Investimentos em mapeamento geológico do maciço e planejamento de lavra são necessários a fim de estabelecer a viabilidade do empreendimento.

Ensaio físicos realizados nesse maciço indicaram que a rocha possui elevada porosidade, absorção de água e resistência à abrasão. Tais índices refletem a presença pervasiva de microzonas de cisalhamento (alta porosidade/absorção) e a elevada porcentagem de quartzo (resistência). Sua aplicação deve ser feita em ambientes internos, em locais que apresentem baixa umidade.

Litologias semelhantes ocorrem em toda extensão da Serra do Pará, nos municípios de Santa Cruz do Capibaribe (PE) e Caraúbas (PB). No ponto MM-30 a rocha torna-se mais cinza, com decréscimo em tons verdes como indicado pela Foto 5.9. Essas variações na tonalidade são comuns e seu controle ainda é pouco

compreendido, o que enfatiza o mapeamento geológico detalhado como ferramenta essencial para seleção de áreas de maior interesse econômico.

5.2.4.5 - Metagabro Queimada (NP3su)

A ocorrência MM-33 está situada entre as localidades de Queimada e Patas, município de Barra de São Miguel (PB). A rocha aflora em pequeno lajedo, o que não permite visualizar as dimensões do corpo. Petrograficamente a rocha apresenta textura inequigranular seriada e é composta essencialmente por plagioclásio, anfibólio, biotita, clinopiroxênio e como minerais secundários ocorrem epidoto, carbonatos e argilo-minerais. O quartzo apresenta natureza exógena

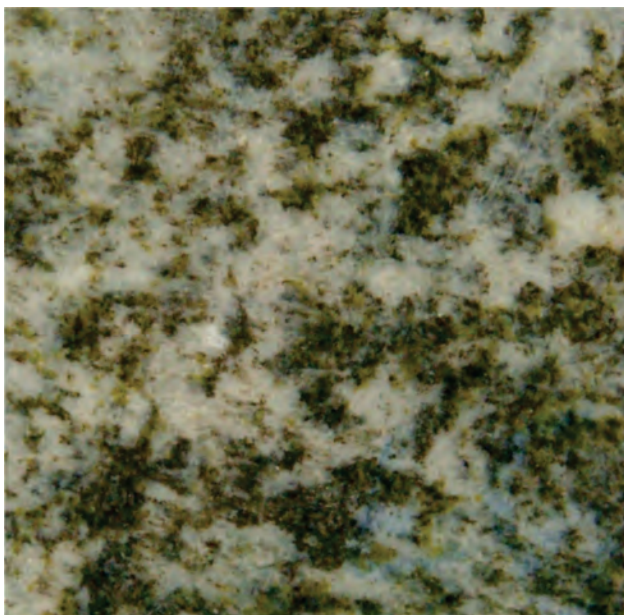


Foto 5.8 – Placa do Granito Verde Sítio Tanque Raso. Corte paralelo à foliação, dimensões 7 x 7 cm.

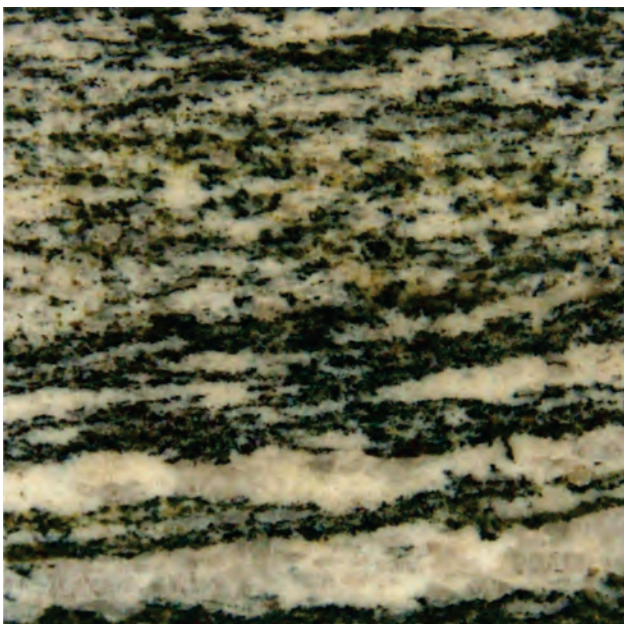


Foto 5.9 – Placa do Granito Serra do Pará. Corte perpendicular ao bandamento. Dimensões 6 x 6 cm.

e comumente preenche microfraturamentos nos plagioclásio. O clinopiroxênio está parcialmente ou totalmente alterado para argilo-minerais e epidoto. A biotita ocorre em no mínimo duas gerações. A primeira com caráter ígneo e relacionada à hornblenda e a segunda em finos agregados substituindo o anfibólio e a biotita ígnea. A rocha está intensamente recristalizada e com intenso microfraturamento, o que em termos práticos aumenta sua alterabilidade, porosidade e absorção de água, restringindo sua aplicação.

Em termos comerciais o metagabro pode ser classificado como um granito preto com tons caramelo, homogêneo do tipo clássico (Foto 5.10). As características acima mencionadas fazem com que esta ocorrência necessite de estudos de detalhe, seja o mapeamento geológico de detalhe para dimensionar o corpo, seja ensaios tecnológicos que definirão melhor a aplicação do material.

5.2.4.6 - Plúton Carnoió (PP4γcn)

O Plúton Carnoió ocorre sob a forma de um maciço com aproximadamente 160.000 m² na porção norte da área, próximo aos sítios Carnoió e Queimadas. O corpo possui uma litologia relativamente homogênea, representada por um ortognaisse de composição álcali-feldspato granito a mozogranito com pouca presença de enclaves e venulações. A rocha possui textura heterogênea dada por uma matriz de coloração rósea, composta por feldspato alcalino e quartzo, associada às fitas descontínuas de minerais máficos (hornblenda e biotita), às quais definem o bandamento metamórfico (Foto 5.11). Mica branca, epidoto, calcita e hidróxidos ocorrem geralmente nas fraturas como produto de alteração, porém são bastante restritos e sua relação com alterabilidade e porosidade da rocha. A rocha se apresenta pouco microfraturamento, o

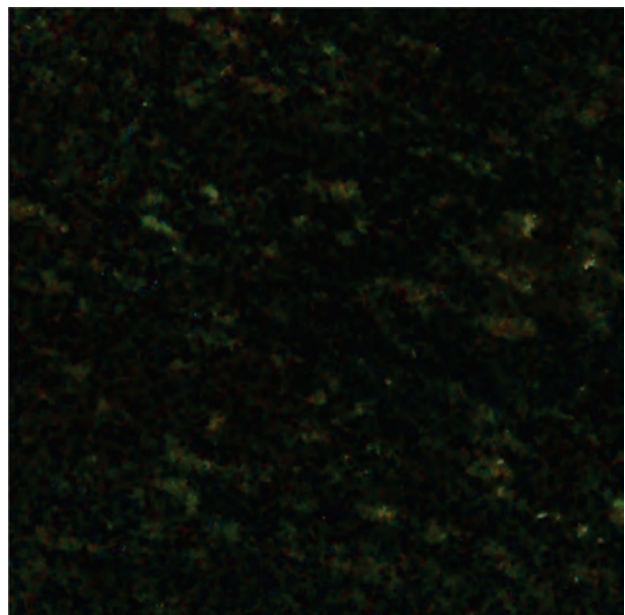


Foto 5.10 – Placa do Granito Preto de Queimada. Dimensões 6 x 6 cm.

que em termos práticos restringe sua alterabilidade, porosidade e absorção de água favorecendo sua aplicação.

Comercialmente o granito pode ser classificado como um material comum movimentado e pode ser utilizado em peças de revestimento, com aceitação restrita ao mercado interno. Para uma boa aplicação dessa rocha é necessária a correta orientação das peças, a fim de criar um padrão estético agradável.

5.3 - ROCHAS E MINERAIS INDUSTRIAIS

5.3.1 - Mármore

O mármore corresponde a 53% dos cadastros na folha, entretanto em apenas dois locais a exploração de mármore conserva-se em atividade. A maioria dos registros inativos compreende garimpos de pequeno a médio porte que era destinado a produção de cal. Nesses locais é comum a presença de fornos de calcinação artesanais, cujo principal combustível era a madeira da própria caatinga. O aumento da fiscalização ambiental e do preço da lenha inviabilizou esses empreendimentos.

Os depósitos de mármore ocorrem em meio a metassedimentos dos complexos Sertânia e Surubim-Caroalina, distribuídos em várias faixas que abrangem as porções central e sudoeste da área. Por critério



Foto 5.11 – Granito Róseo tipo Carnoió. Fitas descontínuas de minerais máficos definem o bandamento metamórfico.



Foto 5.12 – Aspecto dos mármore do Complexo Sertânia (Afioramento RS-06) 4 km à NE de Caraúbas (PB).

de organização os mármore foram separados de acordo com a unidade estratigráfica que ocorrem. Os depósitos relacionados ao Complexo Sertânia ocorrem no norte da folha, entre as cidades de Caraúbas (PB) e São Domingos (PB). Os mármore relacionados ao Complexo Surubim-Caroalina distribuem-se desde o norte da Serra do Pará até as proximidades de Santa Cruz do Capibaribe (PE) e entre as cidades de Barra de São Miguel (PB) e Riacho Santo Antônio (PB) nas proximidades de Alcantil (PB). As principais características desses depósitos são descritas a seguir.

5.3.1.1 - Mármore do Complexo Sertânia

Os mármore do Complexo Sertânia ocorrem sob a forma de lentes alinhadas na direção ENE-WNW com espessuras que variam de 50 a 300 metros, encaixados em granada-biotita gnaisses.

As lentes compreendem mármore com bandamento pouco desenvolvido, não raro, encontram-se intercaladas a paragnaisses, às vezes se observa intercalações com metamáficas. Em alguns locais (ex.: Afioramento RS-06) apenas o nível cinza claro é encontrado (Foto 5.12). Localmente observa-se intercalações de níveis micáceos com espessura centimétrica, compostos predominantemente por flogopita e/ou muscovita. A rocha apresenta granulação que varia de fina a grossa em função da deformação a que esta foi submetida. Mineralogicamente é composta por carbonatos (calcita/dolomita) e porcentagens variáveis (1-10%) de flogopita, actinolita e talco.

5.3.1.2 - Mármore do Complexo Surubim-Caroalina

Os mármore relacionados ao Complexo Surubim-Coroalina distribuem-se em várias lentes a norte de Santa Cruz do Capibaribe. Pode-se separá-las no domínio a norte da Serra do Pará, correspondente as lentes de Macacos/Lagoa da Estiva e no domínio a sul, que compreende as lentes de Grude, Malhada do Meio, Sítio Quixabá, Porteirinha e Poço Fundo nos Municípios de Santa Cruz do Capibaribe (PE) e Taquaritinga do Norte (PE) e no domínio nordeste que compreende as lentes de Alcantil (PB) e de Riacho Santo Antonio (Figura 5.1).

As lentes de Macacos/Lagoa da Estiva apresentam direção E-W, espessuras variáveis de 100 a 200 m e comprimentos que podem chegar a mais de 10 km. As camadas de mármore apresentam mergulhos

moderados a altos (50°-90°) e dobras com eixo NE-SW.

As lentes a sul da Serra do Pará possuem espessuras em torno de 100 m e alinham-se na direção NE-SW ou NW-SE, condicionadas segundo a orientação da macroestrutura antiformal redobrada que ocorre na região (Figura 5.1).

As lentes da porção nordeste compreendem mármore com bandamento bem desenvolvido, não raro, encontram-se intercaladas a paragneisses. O bandamento com direção predominante ENE-WNW possui mergulhos altos (60°-80°) tanto para SE quanto para NW, o que reflete dobras fechadas a isoclinais. As dobras possuem eixo com mergulho suave e caimento que oscila entre ENE e WNW. A exceção feita à lente de Alcantil que apresenta camadas com mergulhos em torno de 40° para NE, e dobras com eixo de mergulho moderado (~30°) e caimento para NE (Foto 5.13).

De maneira geral os mármore possuem cores brancas a cinza clara e exibem bandamento metamórfico bem desenvolvido. As principais encaixantes do depósito são granada-biotita gnaisses a xistos. Quanto à mineralogia são mármore compostos por mais de 98% de carbonatos e contém traços de flogopita, muscovita e apatita. Na lente de Alcantil é comum a presença de sulfetos disseminados na rocha e em veios.

5.3.1.3 - Composição Química e Aplicabilidade dos Mármore

Foram analisadas quimicamente 15 amostras de mármore na área. Dentre estas, 10 foram analisadas por fluorescência de raios-X no laboratório LAMIN-CPRM, das quais se obteve a porcentagem de óxidos e de perda ao fogo e 5 por ICP-MS e ICP-AES no laboratório da ACME-Canadá, para análise de elementos maiores e traços. O resultado das análises químicas está apresentado na Tabela 5.2. As amostras apresentam o código da estação que foram coletadas e estão separadas segundo a unidade estratigráfica a que pertencem. As duas primeiras pertencem a mármore do Complexo Sertânia e as 13 seguintes



Foto 5.13 – Bandamento composicional dos mármore dado pela intercalação de níveis cinza claro/branco e cinza escuro. Fazenda Logradouro, Alcantil-PB.

são do Complexo Surubim-Coroalina. Os pontos de amostragem foram distribuídos com finalidade de dar representatividade espacial às análises químicas.

A Figura 5.4 apresenta a distribuição dos teores de CaO, MgO, SiO₂ e Al₂O₃ dentro de cada unidade geológica. Os tipos de depósitos, definidos pelos teores de CaO e MgO. As amostras RS-06 e RS-06* da ocorrência de Caraúbas (Complexo Sertânia) são dolomitos com teores de alumina baixos.

Os mármore do Complexo Surubim-Coroalina possuem maior uniformidade composicional entre seus depósitos, conforme indicado pelos valores de CaO (54% a 42%). A sílica apresenta teor médio de 3,5%, enquanto a alumina permanece na faixa de 0,5%, nunca excedendo 1%. As amostras MM-07 e MM-07A, respectivamente camada cinza clara e cinza escura da ocorrência Fazenda Ambó, são calcários calcíticos e magnesianos e a amostra RS-112, da ocorrência de Alcantil é dolomítica. Estas amostras apresentam teores de alumina baixos e relativamente homogêneos.

As especificações químicas e físicas são itens importantes para avaliar o potencial de aplicação dos mármore nos diversos segmentos da indústria. Segundo Correia *et al.* (2005) não existe uma padronização internacional para especificações do uso de rochas carbonáticas (calcários e mármore). Estas são feitas pelo próprio mercado consumidor em função do uso a ser destinado. Algumas indústrias apresentam também especificações físicas tais como índice de alvura e granulometria (Sampaio & Almeida, 2005), como é o caso das indústrias de tinta e papel.

Este trabalho buscou avaliar a aplicabilidade das amostras coletadas através de suas características químicas, sem efetuar ensaios físicos. Para tanto as amostras foram inicialmente separadas segundo a classificação de Pettijohn (1957) para rochas carbonáticas sedimentares, conforme detalhado na Tabela 5.3. Posteriormente cada amostra foi observada individualmente através dos critérios indicados por Correia *et al.* (2005), que permitiram avaliar as principais aptidões de uso para o minério.

O resultado apresentado na Tabela 5.4 relaciona a classificação da amostra segundo Pettijohn *op cit.* e as principais aplicações compatíveis com suas características químicas

5.4 - METAIS FERROSOS

5.4.1 - Ferro

Três ocorrências de ferro ocorrem no norte da folha inseridas no contexto das metamáficas intrudidas nos ortogneisses tipo Cabaceiras do Complexo Floresta (PP2fla). De maneira geral as mineralizações afloram sob a forma de pequenos blocos (15-20 cm) dispersos pela superfície, quase sempre associada à grande quantidade de blocos de quartzo branco. A disposição dos sedimentos

Tabela 5.2 – Análises químicas (óxidos e perda ao fogo - PF) de mármore. As amostras marcadas com asterisco (*) foram analisadas no laboratório ACME por ICP-MS e ICP-AES. As amostras estão dispostas na seqüência: 2 amostras Complexo Sertânia; 13 amostras Complexo Surubim-Caroolina..

Código	%CaO	%MgO	%SiO ₂	%Al ₂ O ₃	%Fe ₂ O ₃	%Na ₂ O	%K ₂ O	%P ₂ O ₅	%PF
RS-06	32,1	20,1	2,1	0,5	0,05	0,12	0,05	0,05	45,8
RS-06*	29,41	20,19	11,5	0,14	0,2	0,05	0,02	<0.01	38.2
RS-112*	30,85	20,73	2,52	0,31	0,17	0,01	0,05	0.05	44.9
MM-07	54,4	0,76	1,7	0,65	0,1	0,1	0,05	0,05	42,9
MM-07*	50,19	1,03	5,47	1,47	0,71	0,18	0,34	0.03	40.2
MM-07A	47,3	1,4	9,8	3,3	1,4	0,12	0,05	0,05	36,6
MM-14	50,2	3,8	5	0,7	0,05	0,1	0,05	0,05	40,7
MM-16	48,3	6	2	0,65	0,1	0,13	0,05	0,05	43,5
MM-16*	48,06	6,05	1,47	0,23	0,18	0,03	0,04	0.01	43.7
RS-257	54	1	1,4	0,47	0,32	0,14	0,05	0,05	43,3
MM-19	52,5	2,3	3	0,6	0,1	0,1	0,05	0,05	42
MM-20*	52.52	1.66	2.66	0.51	0.24	0.06	0.23	0.05	41.8
MM-21	42,9	9,1	8,5	0,97	0,17	0,12	0,05	0,05	38,6
MM-21*	44,35	7,96	5,81	0,51	0,26	0,14	0,16	0.03	40.4
MM-22	54,2	1,3	1,7	0,51	0,09	0,09	0,05	0,05	42,8

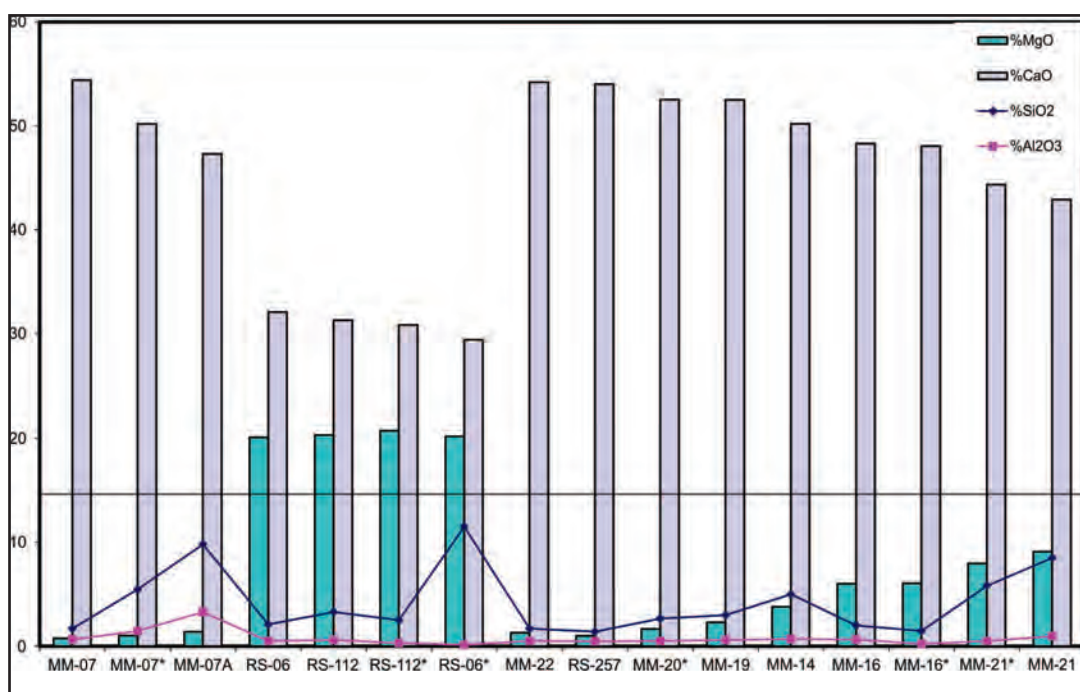


Figura 5.4 – Distribuição da porcentagem dos teores de CaO, MgO, SiO₂ e Al₂O₃ nas amostras de mármore nos complexos Sertânia e complexo Surubim-Caroolina. As amostras de cada unidade estão classificadas em ordem crescente dos teores de CaO (%) e os números da abscissa representam os códigos do afloramento.

Tabela 5.3 – Classificação para rochas carbonáticas com base nos teores de MgO (Pettijohn, 1957). A terceira coluna enumera a quantidade de amostras de mármore com as características químicas especificadas.

Nome da Rocha	Porcentagem de MgO	Número de amostras
Calcário Calcítico	0 a 1,1	3
Calcário Magnesiano	1,1 a 2,1	3
Calcário Dolomítico	2,1 a 10,8	6
Dolomito Calcítico	10,8 a 19,5	0
Dolomito	19,5 a 21,7	4

Tabela 5.4 – Relação entre amostras e aplicações sugeridas com base em suas características químicas.

Sigla da Amostra	Classificação Química	Aplicações
RS-257	Calcário Calcítico	Cal calcítica, cerâmica branca, refino de açúcar, cimento Portland, brita siderúrgica (ligas FeMn/FeCr), vidro comum, ração animal e indústria têxtil.
MM-07*	Calcário Calcítico	Cimento portland e ração animal.
MM-07	Calcário Calcítico	Cal calcítica, cerâmica branca, refino de açúcar, cimento Portland, brita siderúrgica (ligas FeMn/FeCr), vidro comum e ração animal.
MM-22	Calcário Magnesiano	Cal calcítica, cerâmica branca, refino de açúcar, cimento Portland, vidro comum e ração animal.
MM-20*	Calcário Magnesiano	Cimento Portland, cerâmica branca e vidro comum.
MM-07A	Calcário Magnesiano	Cimento Portland
MM-19	Calcário Dolomítico	Cimento Portland, cerâmica branca, vidro comum e corretivos de solo de baixa qualidade.
MM-14	Calcário Dolomítico	Cimento Portland, cerâmica branca e brita metalúrgica (liga de Fe) e corretivos de solo de baixa qualidade.
RS-112/112* e MM-06/06*	Dolomito.	Corretivos de solo de alta qualidade

eluvionares permite inferir que são corpos lenticulares com comprimentos de ordem decamétrica a hectamétricas, aparentemente concordantes com a estrutura das rochas encaixantes.

As rochas encaixantes compreendem ortognaisses migmatíticos dobrados, bandados e/ou estromáticos, os quais em áreas mineralizadas possuem nítida associação espacial com rochas máficas/ultramáficas. Estas são consideradas as hospedeiras do minério e compreendem metanoritos, granada-piroxênio-hornblenda gnaisses e piroxênio hornblenditos. A mineralogia dessas rochas reflete um protólito composto por clinopiroxênio, ortopiroxênio, plagioclásio e hornblenda, à qual normalmente substitui as fases anidras. Cristais de granada e quartzo ocorrem em algumas amostras, com texturas que denotam seu caráter tardio. As rochas apresentam diferentes graus de alteração metassomática indicada pela presença dos minerais actinolita, epidoto, clorita, carbonatos, quartzo e sericita. Acessórios comuns são apatita, titanita e allanita. Dados geoquímicos indicam que essas rochas possuem composições basálticas com afinidades toleíticas, semelhantes as ocorrências de Fe-Ti de Itatuba (PB), a leste da área.

O minério possui textura nematoblástica, dada pelo alinhamento irregular dos grãos alongados de magnetita/hematita que se alternam a bandas de minerais da ganga (Fotos 5.14 e 5.15). A calcografia indicou a presença de magnetita ou hematita como principal fase enquanto a ganga é composta essencialmente por clinopiroxênios, ortopiroxênios, anfíbios, quartzo e ocasionalmente pequenas porcentagens de mica branca. Tanto o quartzo quanto o(s) mineral(is)-minério possuem natureza exógena, na qual sugere-se a relação com a circulação de fluidos metamórficos/metassomáticos.

A magnetita, quando ocorre como fase principal, está parcial ou totalmente martitzada (Foto 3.15). Já em rochas ricas em hematita, esta apresenta finas lamelas de magnetita intercrescidas em fratura e clivagens. São comuns também intercrescimentos pouco expressivos de espinélio e ilmenita. A limonita (goethita) ocorre em fraturas ou incorpora cristais do mineral-minério e da ganga e é associada à oxidação decorrente de processos intempéricos. Nas amostras analisadas o teor de óxidos de ferro (magnetita ou hematita) oscila entre 25% e 40% da composição modal.

Estudos geoquímicos foram realizados em 5 amostras nas folhas Boqueirão e Santa Cruz do Capibaribe, no domínio dos ortognaisses tipo Cabaceiras do Complexo Floresta. Geoquimicamente

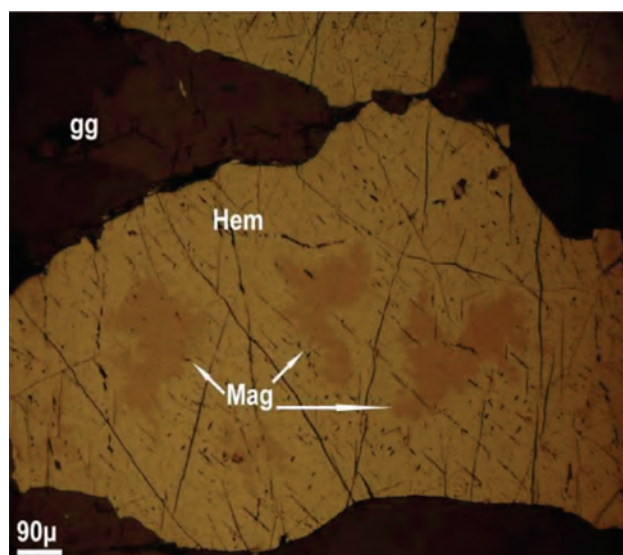


Foto 5.14 – Cristais de magnetita (Mag) martitzados (Hem-hematita) envolvem parcialmente grãos da ganga (gg).

as amostras possuem teores de Fe_2O_3 (mineral-minério e ganga) entre 35-50%, SiO_2 entre 47-60%, CaO entre 0-15% e MgO entre 0-6% e teores de TiO_2 inferiores a 0,1% e Cu com 6 a 27 ppm.

O baixo teor de minério, calculado entre 15% a 25%, adicionado a complexidade textural e as pequenas dimensões dos corpos dificultam a exploração econômica das ocorrências. Porém deve-se atentar que a associação de rochas máficas com as características supracitadas e a remobilização de quantidades expressivas de óxidos de ferro podem sugerir a presença na área de mineralizações de Fe-Ti semelhantes as que ocorrem em Itatuba-PB. Levantamentos geofísicos de semi-detalle e subseqüentes mapeamento geológico de detalhe (incluindo furos de sondagem e/ou trincheiras) forneceriam maiores informações sobre estas mineralizações e permitiriam checar esta possibilidade.

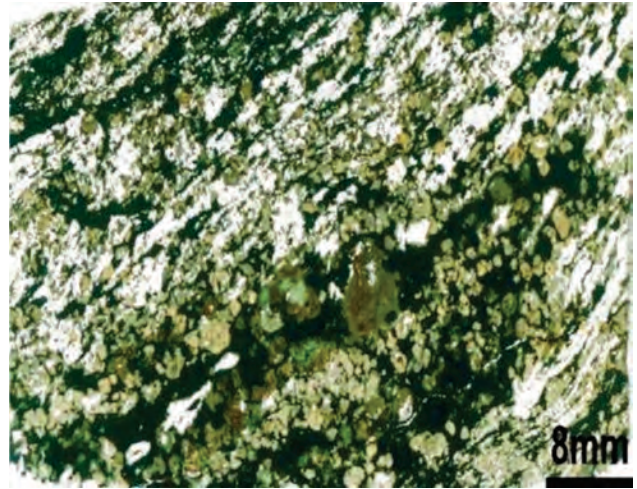


Foto 5.15 – Bandamento metamórfico composto por níveis ricos em minerais da ganga (brancos e verdes) intercalados com minerais-minério (pretos).

6 – INTERPRETAÇÃO DE DADOS AEROGEOFÍSICOS

Este texto descreve as principais correlações geológicas dos dados aerogeofísicos da Folha Santa Cruz do Capibaribe. Para isso foram utilizadas várias imagens obtidas por processamento e junção dos dados de dois diferentes projetos aerogeofísicos: i) campo magnético total; ii) campo magnético total reduzido ao pólo; iii) primeira derivada vertical do campo magnético total; iv) componente residual do campo magnético total reduzido ao pólo; v) campo magnético total continuado para cima; vi) canal do potássio; vii) canal do equivalente tório, e viii) canal do equivalente urânio. Os resultados finais de interpretação e integração com os dados geológicos são apresentados superpostos nas imagens do campo magnético total (Figura 6.1), da fusão radiométrica ternária dos canais de potássio, equivalente tório (eTh) e equivalente urânio (eU) (Figura 6.2) e da primeira derivada vertical do campo magnético total (Figura 6.3).

6.1 - DADOS AEROGEOFÍSICOS

Os dados aerogeofísicos utilizados neste trabalho fazem parte de dois projetos. O terço leste da folha foi levantado pelo Projeto Levantamento Aerogeofísico Borda leste do Planalto da Borborema (LASA S.A. & Prospectors, 2008); os dois terços restantes (centro e oeste da folha) foram levantados pelo Projeto Levantamento Aerogeofísico Paraíba - Rio Grande do Norte (LASA S.A. & Prospectors, 2010). Os projetos levantaram perfis aeromagnéticos e aerogamaespectrométricos de alta resolução, com linhas de vôo e controle espaçadas de 500 m e 5.000 m, orientadas nas direções N-S e E-W, respectivamente. A altura de vôo foi fixada em 100 metros sobre o terreno. Foram empregadas aeronaves equipadas com magnetômetro e gamaespectrômetro, posicionadas pelo sistema de observação de satélite GPS, com precisão de 1 m. O magnetômetro com sensor de vapor de céσιο foi montado na cauda da aeronave (tipo *stinger*). As medidas foram realizadas a cada 0,1 segundo, o que equivale, dependendo da velocidade média da aeronave a uma medida a cada 7,7 metros (Lasa & Prospectors, 2008). O gamaespectrômetro com detectores de cristais de iodeto de sódio (NaI) permitiu a análise individual e precisa dos fotopicos de potássio, urânio e tório. As medidas foram efetuadas a cada 1,0 segundo, representado medições a intervalos de amostragem média de aproximadamente 77,0 metros.

6.1.1 - Interpretação dos domínios Magnéticos

Como resultado da interpretação e correlação dos dados foram separados sete domínios magnéticos (**A, B, C, D, E, F e G**, nas Figuras 6.1 e 6.2).

Nos dados magnetométricos foram considerados as diferenças entre os padrões de amplitudes, comprimentos de onda e direção dos alinhamentos magnéticos (Figura 6.1). O padrão magnetométrico é caracterizado por domínios que apresentam alongamento na direção ENE-SSW, e sugerem compartimentagens tectônicas com variações geológicas/estruturais na direção N-S. Na fusão ternária dos dados radiométricos foram considerados os padrões de distribuição dos três radioelementos, potássio (K), equivalente tório (eTh) e equivalente urânio (eU) (Figura 6.2).

6.1.1.1 - Domínio A

Este domínio é espacialmente definido por um grande bloco de direção NE-SW na região centro-sul da folha (Figuras 6.1 e 6.2). Apresenta padrão magnetométrico muito movimentado, produzido por anomalias lineares alongadas com direção ENE-WSW, amplitudes máximas de 250 nT, comprimentos de onda máximos de 3,0 km, causadas por zonas de cisalhamentos, ortognaisses com magnetita, lentes de anfíbolitos, metagabros e metadioritos do Complexo Salgadinho (PP2sg). O limite norte é marcado por um expressivo alinhamento magnético, retilíneo, que passa nas vizinhanças das cidades de Barra de São Miguel e Riacho de Santo Antônio. O limite sul também é marcado por alinhamentos magnéticos, entretanto, ao contrário do limite norte, este apresenta ondulações, dobrando em uma grande antifórme entre as cidades de Santa Cruz do Capibaribe e Jataúba.

Na imagem radiométrica ternária (Figura 6.2) destacam-se três diferentes padrões: i) tons esverdeados e esbranquiçados possivelmente associados com áreas de dominância de ortognaisses do Complexo Salgadinho (PP2sg), levemente enriquecidos em K (<4,5%), Th (eTh <54 ppm) e U (eU <3,5 ppm); ii) tons avermelhados correlacionados com afloramentos de gnaisses calcissilicáticos, Serra do Pará (NP23scsp), enriquecidos em K (<6,5%); e iii) tons azulados correlacionados como afloramentos dos metassedimentos do Complexo Surubim-Caroalina (NP23sc), levemente enriquecidos em Th (eTh <19 ppm) e U (eU <3,5 ppm).

6.1.1.2 - Domínio B

É definido por uma faixa estreita, com largura média de 3,5 km, que contorna o limite sul do **Domínio A**. O seu interior é desprovido de anomalias magnéticas, entretanto, no limite com o **Domínio D** ocorrem anomalias magnéticas. Uma delas, localizada no ápice da grande dobra antifórme, possui formato elíptico, amplitude de 250 nT e comprimento de onda

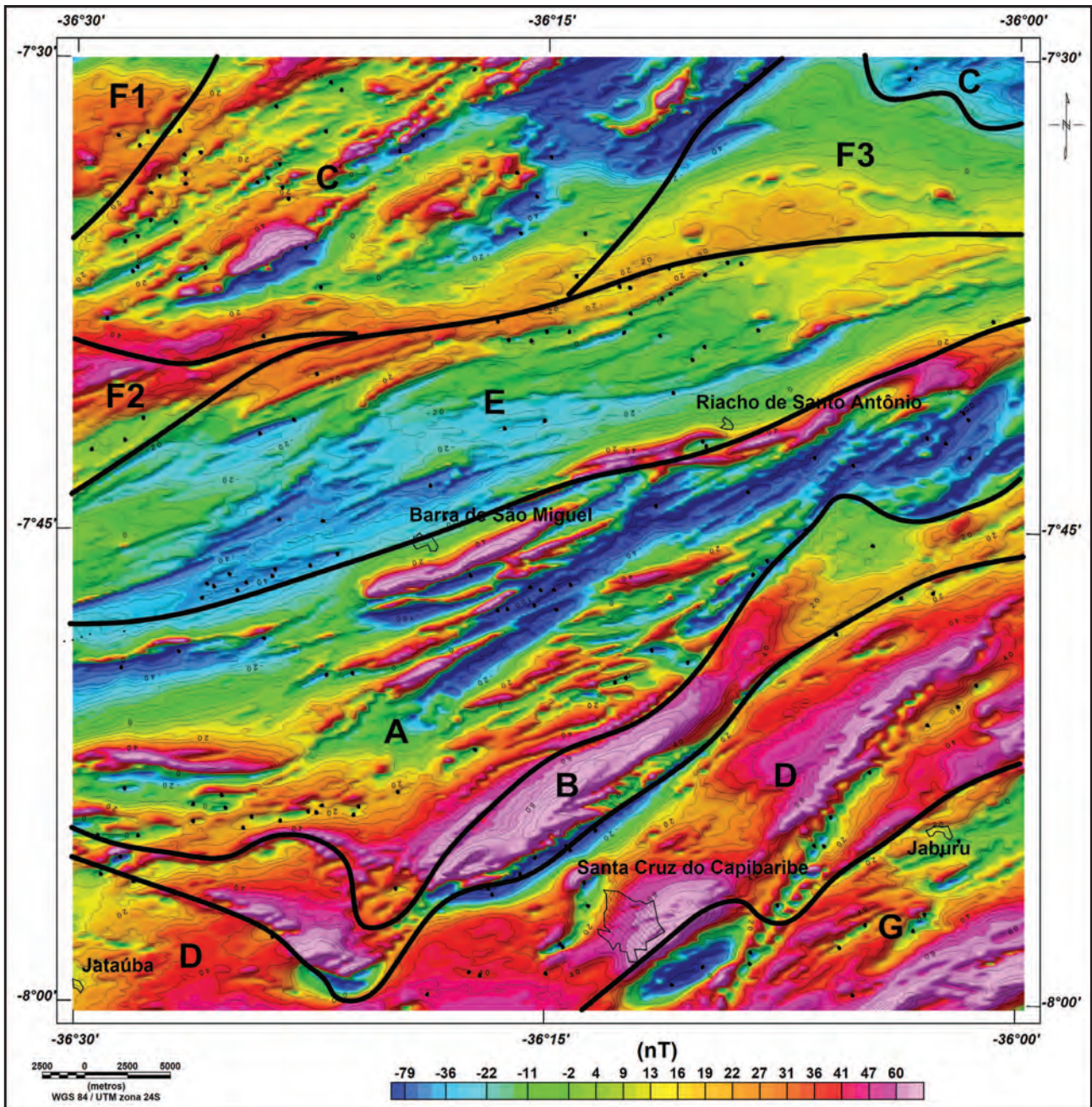


Figura 6.1 – Imagem do campo magnético total interpolado pelo método da mínima curvatura, em uma malha quadrada de 125 m, com sobreposição da interpretação dos domínios magnéticos. Imagem sombreada: Inclinação = 35°Az , declinação = 315°Az .

de 2,5 km. A outra, localizada a noroeste da cidade de Santa Cruz do Capibaribe, é alongada (17 km), possui amplitude máxima de 340 nT e comprimento de onda de 3,0 km. A ausência de anomalias magnéticas no interior deste domínio é atribuída a dominância de afloramentos dos metassedimentos do Complexo Surubim-Caroalina (NP23sc), sem rochas magnéticas e com leve enriquecimento em Th ($e\text{Th} < 32$ ppm) e U ($e\text{U} < 3,5$ ppm) (tons azulados).

6.1.1.3 - Domínio C

Localizado no norte da folha, apresenta padrão magnetométrico movimentado (Figura 6.1), produzido por anomalias lineares alongadas com direção NE-

SW, amplitudes médias de 60 nT, comprimentos de onda médios de 1,0 km, causadas por zonas de cisalhamentos, anfíbolitos e metamáficas associadas aos ortogneisses tipo Cabaceiras do Complexo Floresta (PP2flc). Os alinhamentos magnéticos de direção NE-SW são truncados e vergados pelos alinhamentos magnéticos de direção E-W que estão associados com a Zona de Cisalhamento Coxixola no limite sul deste domínio. Entre as várias anomalias magnéticas, a maioria estreita e linear, destaca-se uma região anômala de forma sigmóide, que atravessa o domínio no sentido NE-SW. Na porção centro-sudoeste ela é estreita ($\sim 2,0$ km) e alongada (Figura 6.1). No nordeste a anomalia é larga (~ 12 km). Esta assinatura magnética está geologicamente correlacionada com

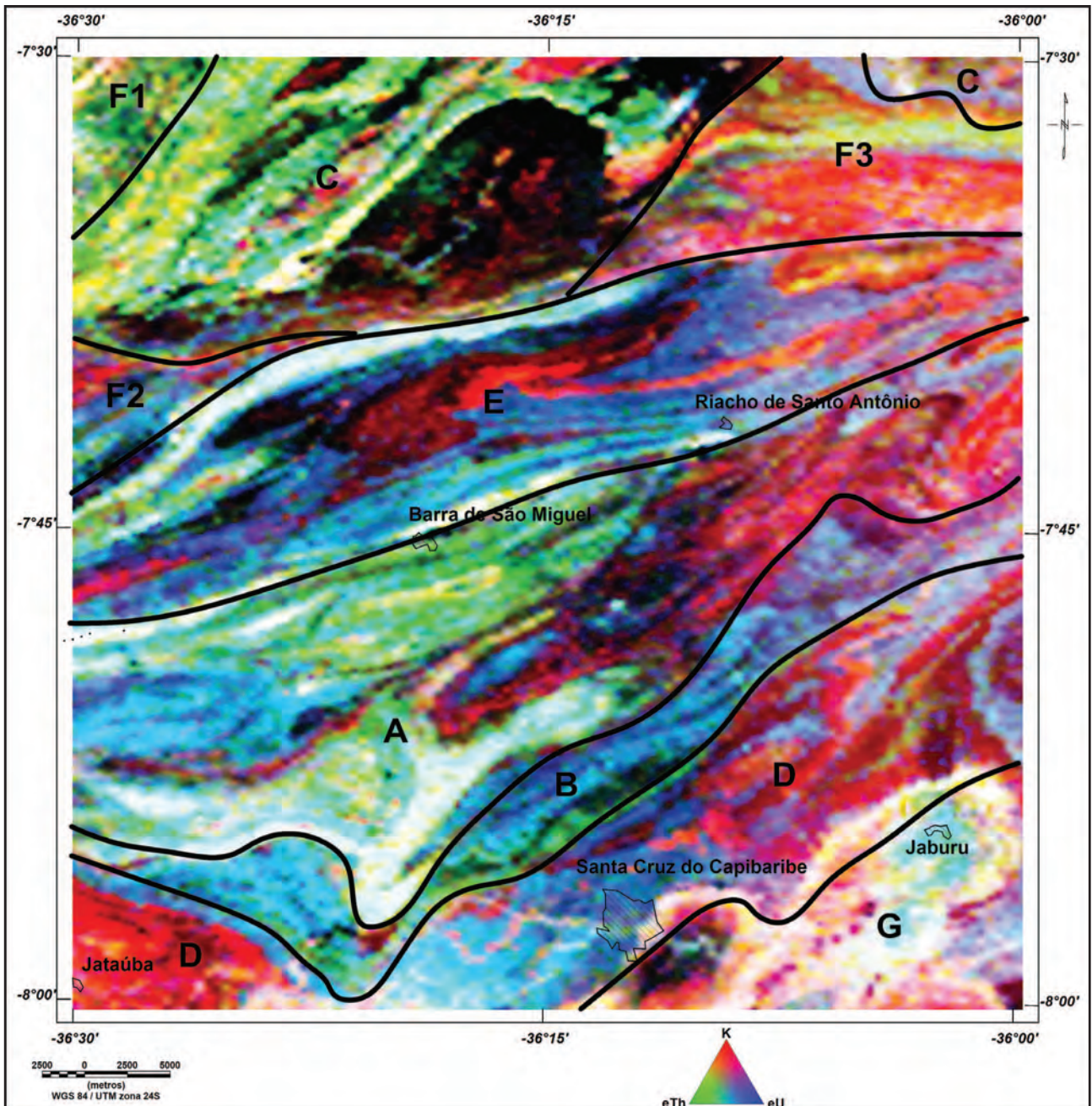


Figura 6.2 – Imagem da composição RGB radiométrica ternária K-eTh-eU (RGB), com sobreposição da interpretação dos domínios magnéticos.

o afloramento dos ortognaisses metaluminosos-shoshoníticos da Suíte Carnoió (PP4 γ cn). O magnetismo destas rochas possivelmente tem fonte nos minerais de anfibólio que formam a sua foliação. Destaca-se também no limite oeste deste domínio um expressivo alinhamento magnético relacionado com a Zona de Cisalhamento Carnoió.

Na imagem radiométrica ternária (Figura 6.2) destacam-se três diferentes padrões: i) a alternância entre faixas estreitas alaranjadas e esverdeadas, que sugerem a intercalação de metassedimentos levemente enriquecidos em Th (tons esverdeados, eTh<40 ppm) e ortognaisses do tipo Cabaceiras do Complexo Floresta (PP2flc) levemente enriquecidas em K (tons alaranjados, K<5,0%); ii) a faixa alongada

com tons esbranquiçados-alaranjados associada com o afloramento dos alcali-granitos da Suíte Carnoió (PP4 γ cn) levemente enriquecidas em Th (eTh<40 ppm) e K (<6,0%); e iii) a região definida por um padrão pintalgado de preto e vermelho que sugere a existência de rochas intemperizadas com solos bem desenvolvidos ou área de atividade agrícola onde ocorreu modificação da composição original do solo por adição de fertilizantes, produzindo alteração no sinal gamaespectrométrico da rocha/solo.

6.1.1.4 - Domínio D

Apresenta padrão magnetométrico suave, com algumas anomalias de pequena amplitude

(<50 nT) e pequeno comprimento de onda (<1,0 km) distribuídas esparsamente. Este padrão suave é perturbado apenas por duas assinaturas magnetométricas mais expressivas, uma localizada nas vizinhanças da área urbana da cidade de Santa Cruz do Capibaribe, está alinhada na direção N-S e possui forma sigmóide; a outra é constituída por um expressivo alinhamento, que atravessa na direção NNE-SSW o quadrante sudeste da folha. Este alinhamento possui 30 km de comprimento, sendo formado por anomalias com amplitudes médias de 70 nT e comprimento de onda médio de 2,0 km. Possivelmente está relacionado a um evento de deformação frágil. O padrão magnetométrico suave deste domínio está associado com o afloramento das rochas do Complexo Vertentes (PP2ve) compostas principalmente por anfibólio-biotita-granada ortognaisses bandados.

As rochas deste domínio apresentam dois padrões dominantes na imagem radiométrica ternária: i) tons azulados relacionados com afloramento de rochas levemente enriquecidas em U ($eU < 4,0$ ppm) e Th ($eTh, 30$ ppm); e ii) tons avermelhados relacionados com o afloramento de rochas enriquecidas em K (<5,5%). Neste último caso, o enriquecimento em K possivelmente está relacionado com processos avançados de migmatização dos ortognaisses do Complexo Vertentes (PP2ve) nas proximidades de Jataúba de intercalações de leucogranitos enriquecidos em K na porção NE.

6.1.1.5 - Domínio E

Constituí uma faixa larga de direção ENE-WSW que atravessa a região central da folha. O seu padrão magnetométrico é caracterizado por alinhamentos longos, com pequena amplitude (<100 nT) e pequeno comprimento de onda (~1,0 km), associados com fontes magnéticas rasas. Essas assinaturas de frequência mais altas estão correlacionadas com corpos alongados de ortognaisses do Complexo Salgadinho (PP2sg), intercalados em metassedimentos do Complexo Surubim-Caroalina (NP23sc). O efeito de cobertura das rochas sem fontes magnéticas do Complexo Surubim-Caroalina (NP23sc) produz a atenuação do sinal das fontes muito magnéticas do seu substrato, gerando um efeito anômalo de comprimento de onda grande (~12 km) e pequena amplitude (~40 nT). Esta interpretação dos dados magnetométricos permite inferir que o substrato dos metassedimentos do Complexo Surubim-Caroalina (NP23sc) é formado por rochas magnéticas com assinaturas semelhantes ao Complexo Salgadinho (PP2sg), que afloram no **Domínio A**.

As rochas deste domínio apresentam três padrões distintos na imagem radiométrica ternária: i) tons azulados relacionados com afloramento de rochas levemente enriquecidas em Th ($eTh < 33$ ppm) e U ($eU \sim 2,0$ ppm) do Complexo Surubim-Caroalina

(NP23sc); ii) tons avermelhados relacionados com o afloramento de rochas granitóides enriquecidas em K (<6,0%); e iii) tons esbranquiçados relacionados com o afloramento de rochas granitóides enriquecidas nos três elementos radioativos ($K < 5,0\%$, $eTh < 60$ ppm, $eU < 5$ ppm).

6.1.1.6 - Domínio F

É constituído por três subdomínios (**F1**, **F2** e **F3**) localizados no norte da folha. Todos os três apresentam padrão magnetométrico suave associado com o afloramento de rochas metassedimentares do Complexo Sertânia (PP2se). Os subdomínios **F1** e **F3** possuem apenas pequenas anomalias magnéticas (comprimento de onda < 1,0 km, amplitude < 50 nT), enquanto o subdomínio **F2** apresenta alinhamentos discretos possivelmente associados com zonas de cisalhamentos. A imagem radiométrica ternária indica um padrão diferente para cada um destes subdomínios. No subdomínio **F1** predominam tonalidades amarelo-esverdeadas que sugerem leve enriquecimento em K (<4,0%) e Th ($eTh < 25$ ppm), possivelmente produzido por processos de migmatização dos metassedimentos do Complexo Sertânia (PP2se). No subdomínio **F2** distinguem-se duas tonalidades, uma avermelhada indica a existência de rochas magmáticas ricas em K (<5,5%), a outra azulada indica que nessa região os metassedimentos do Complexo Sertânia (PP2se) estão levemente enriquecidos em U ($eU < 3,5$ ppm). No subdomínio **F3** predominam tonalidades avermelhadas relacionadas com o afloramento dos granitos, sienogranitos e monzogranitos do Plúton Inácio Pereira (NP3γit51) enriquecido em K (~5,0 %). As áreas com tonalidades amareladas indicam que as rochas do Complexo Sertânia (PP2se), nesta região, estão levemente enriquecidas em K (<4,0%) e Th ($eTh < 40$ ppm) por processos de migmatização.

6.1.1.7 - Domínio G

Neste domínio predomina anomalias magnéticas lineares, com direção NE-SW, comprimento de onda menor do que 1,0 km, e amplitude menor do que 100 nT, produzidas por estruturas de deformação dúctil no interior dos augen ortognaisses sieníticos da Suíte Intrusiva Serra da Taquaritinga (MP1γst). No leste do domínio, nas vizinhanças de Santa Cruz do Capibaribe, ocorre uma expressiva anomalia de forma oval, eixo NE-SW, amplitude de 250 nT e comprimento de onda de 4,0 km, produzida por gabros e dioritos que ocorrem no interior do monzonito de Santa Cruz do Capibaribe (NP3γ2msc). Na imagem ternária, o padrão radiométrico dominante é definido por tonalidades esbranquiçadas que indicam um leve enriquecimento dos três radioelementos no augen ortognaisse ($K \sim 5,0\%$, $eTh \sim 30,0$ ppm e $eU \sim 2,5$ ppm). O monzonito de Santa Cruz do Capibaribe (NP3γ2msc) possui uma auréola com enriquecimento de K (~4,0%), em torno

dos gabros e dioritos que ocorrem no núcleo e que são empobrecidos nos três radioelementos ($K < 2,0\%$, $eTh < 10,0$ ppm e $eU < 1,0$ ppm).

6.2 - INTERPRETAÇÃO TECTÔNICA DOS ALINHAMENTOS MAGNÉTICOS

Anomalias magnéticas estreitas e alongadas são comumente interpretadas segundo três tipos principais de correlação geológica: i) estruturas tectônicas do tipo falha ou zona de cisalhamento; ii) contato entre duas unidades geológicas; e iii) intrusões de corpos magnéticos do tipo dique. Para poder enfatizar as fontes mais rasas, a interpretação dos alinhamentos foi efetuada com emprego da imagem da primeira derivada vertical do campo magnético total, como pode ser observado na Figura 6.3.

Na folha ocorrem inúmeros alinhamentos magnéticos muito alongados e sinuosos (Figura 6.1), cuja correlação geológica mais adequada é com zonas de cisalhamento e corpos magnéticos alongados (anfíbolitos, metamáficas, etc). Em alguns casos estes alinhamentos acompanham os contatos geológicos dos corpos magnéticos, definindo fechamento de dobras. Um caso evidente ocorre na região a oeste da cidade de Riacho de Santo Antônio, onde uma antiforme marca o dobramento de faixas de metassedimentos do Complexo Surubim-Caroalina (NP23sc). Outro caso ocorre no sul da folha, onde se observa um dobramento também antiforme, dos limites entre os complexos Vertentes (PP2ve) e Surubim-Caroalina (NP23sc). No primeiro caso, o desenho da foliação magnética é definida pelas rochas do Complexo Salgadinho (PP2sg), enquanto no segundo caso, as estruturas de contato entre os complexos Vertentes (PP2ve) e Surubim-Caroalina (NP23sc) e deste com o Complexo Salgadinho (PP2sg), são as fontes dos alinhamentos magnéticos dobrados.

Na análise dos alinhamentos é possível observar que a Zona de Cisalhamento Coxixola marca um limite entre padrões diferentes. Ela trunca e verga os alinhamentos localizados a norte, na área de dominância dos ortognaisses do tipo Cabaceiras do Complexo Floresta (PP2flcb), produzindo formas sigmoides. Os alinhamentos localizados a

sul são paralelos e adensados. Possivelmente esse agrupamento de alinhamentos magnéticos no sul da zona de cisalhamento corresponde a corredores de deformação dúctil, onde os esforços cisalhantes foram concentrados. Além disto, o truncamento dos alinhamentos localizados a norte pode estar revelando a interferência entre uma estrutura mais nova (a Zona de Cisalhamento de Coxixola) e estruturas pré-existentes (a foliação tectônica das rochas tipo Cabaceiras do Complexo Floresta (PP2flcb)).

Dois regiões da folha apresentam direções de alinhamentos magnéticos contrastantes em relação ao padrão dominante de direção NE-SW. Um delas está localizada no quadrante sudoeste, na região de Jataúba, onde os alinhamentos possuem direção em torno de $E25^{\circ}S$. Isto ocorre devido ao dobramento antiforme dos limites entre os complexos Vertentes (PP2ve) e Surubim-Caroalina (NP23sc). A outra região localiza-se no quadrante nordeste da folha. Neste caso, os alinhamentos têm direção em torno de $E13^{\circ}S$. Esta direção, quase E-W, é aproximadamente paralela a Zona de Cisalhamento Inácio Pereira, e possivelmente está relacionada com a deformação produzida pela intrusão do Plúton de Inácio Pereira (NP3γit51).

No sul da folha, em contraste com a tendência sinuosa da maioria dos alinhamentos magnéticos observados, ocorre um forte alinhamento, muito alongado e retilíneo. Apesar de apresentar paralelismo com outros alinhamentos, ele claramente trunca os alinhamentos localizados no interior das rochas da Suíte Serra da Taquaritinga (MP1γst). A postura retilínea e o truncamento evidente permitem interpretar que este alinhamento está relacionado com uma estrutura de deformação rúptil ou dúctil-rúptil. Nos dados magnetométricos regionais do Projeto Levantamento Aerogeofísico Paraíba - Rio Grande do Norte (LASA S.A. & Prospectors, 2010) este alinhamento magnético pode ser visualizado com uma extensão maior do que 100 km para sul. Entretanto, os dados geológicos sugerem que, nesta folha, o alinhamento pode ter correlação com uma estrutura produzida pela reativação da zona de cisalhamento que aflora na borda leste do mozonito de Santa Cruz do Capibaribe (NP3γ2msc).

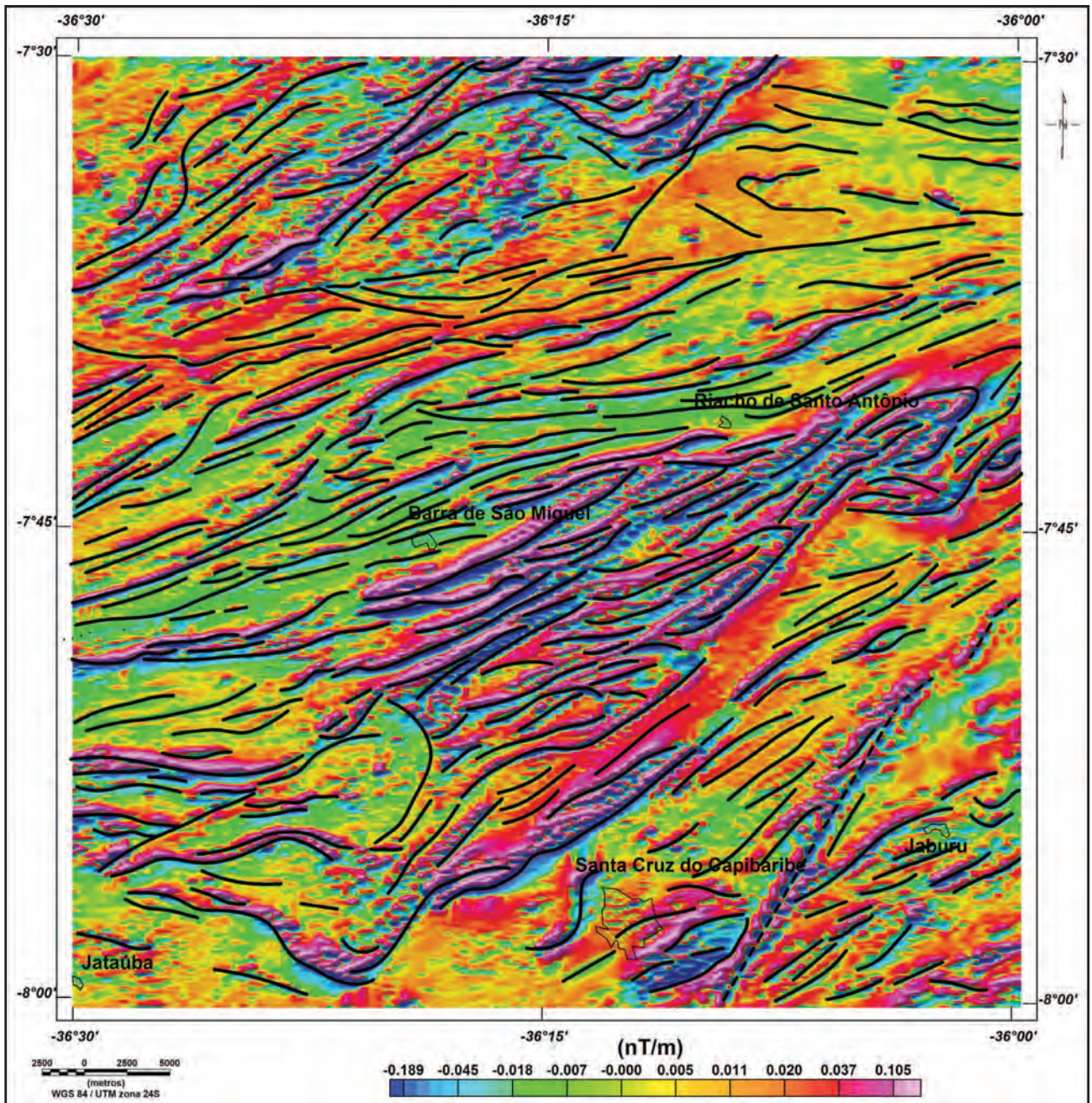


Figura 6.3 – Imagem do campo magnético total com derivada vertical (1ª ordem) e com sobreposição da interpretação dos alinhamentos magnéticos. Traço contínuo: zona de cisalhamento; traço descontínuo: zona de deformação frágil (ou dúctil-frágil). Imagem sombreada: Inclinação = 35°Az, declinação = 315°Az.

7 – GEOQUÍMICA PROSPECTIVA

7.1 - GENERALIDADES

A Folha Santa Cruz do Capibaribe já havia sido objeto de levantamento geoquímico regional na década de 1980, através de um projeto de mapeamento geológico não concluído, dentro do PLGB (Programa de Levantamentos Geológicos Básicos). Desse levantamento foram recuperadas amostras de sedimento de corrente junto ao SEAG-CPRM. No presente projeto, para se atingir o recobrimento total da folha, foram estabelecidas 99 estações adicionais para coleta de sedimento de corrente. Estas amostras foram coletadas pelos técnicos Ambrósio Dantas Ferreira e Francisco das Chagas Pereira.

Todas as informações de campo das amostras de sedimento ativo de corrente foram registradas em formulários próprios (ficha de campo de geoquímica) para posterior arquivamento, junto com os resultados analíticos, na base de dados geoquímicos da CPRM, no GEOBANK. Os dados analíticos produzidos estão disponibilizados na íntegra neste relatório, de forma a poderem ser retomados e reinterpretados.

7.2 - METODOLOGIA

O número de estações de amostragem obedeceu aos critérios estabelecidos pela metodologia de levantamento geoquímico regional da CPRM – Serviço Geológico do Brasil, a qual estabelece que para um levantamento na escala 1:100.000 a densidade de amostragem de sedimento de corrente deve ser de 01 amostra para cada 10-20km². Assim sendo, a Folha Santa Cruz do Capibaribe foi coberta por 269 estações de amostragem (Figura 7.1).

Como já dito anteriormente, grande parte das amostras analisadas neste projeto já haviam sido coletadas no passado em outro projeto. O planejamento para a coleta das amostras adicionais iniciou-se com a elaboração do mapa de serviço, no qual foram localizadas as estações de amostragem.

A distribuição das estações de amostragem deve levar em consideração a maior representatividade possível da área. Os mapas de serviço foram previamente elaborados e, quando necessário, nos casos de impossibilidade de amostragem (ex. em locais com novos açudes), corrigidos no campo, com o deslocamento da estação de amostragem para outro local mais apropriado.

As amostras compostas de sedimento ativo de corrente foram coletadas nos trechos mais retilíneos do canal ativo do curso d'água, em 5 a 10 porções, dentro de um raio máximo de 50 metros. Todos os utensílios utilizados para coleta e armazenamento das amostras são de material plástico.

Depois de secadas a 60°C e peneiradas a 80 mesh, as amostras de sedimento de corrente foram pulverizadas e as alíquotas digeridas com água régia (0,5 g de amostra em 3 ml de 2-2-2 HCl-HNO₃-H₂O a 95°C por uma hora). Diluídas para 10 ml, as amostras foram então analisadas para 53 elementos (Au, Ag, Al, As, B, Ba, Be, Bi, Ca, Cd, Ce, Co, Cr, Cs, Cu, Fe, Ga, Ge, Hf, Hg, In, K, La, Li, Mg, Mn, Mo, Na, Nb, Ni, P, Pd, Pt, Pb, Rb, Re, S, Sb, Sc, Se, Sn, Sr, Ta, Te, Th, Ti, Tl, U, V, W, Y, Zn, Zr). As análises foram realizadas pela SGS-Geosol Laboratórios Ltda.

Os resultados analíticos foram tratados estatisticamente, com o objetivo de se identificar anomalias geoquímicas. O limiar foi definido por $MG \times DG^2$ (MG=média geométrica, DG=desvio padrão geométrico). Os valores dos principais estimadores estatísticos, para os 53 elementos analisados, estão relacionados na Tabela 7.1. Em 23 das 269 estações de amostragem foram coletadas, de forma aleatória, amostras duplicatas para aplicação do teste de variância (*t-student*). Com exceção de As, Ge, Pd, S e Te, todos os elementos foram aceitos (Tabela 7.2). O cálculo do *t-student* para esses elementos foi prejudicado pela grande quantidade de valores abaixo do limite de detecção. Também por este motivo, o teste de variância não foi realizado para os elementos B, Pt, Re, Ta e W.

7.3 - RESULTADOS

O levantamento geoquímico por sedimento de corrente da Folha Santa Cruz do Capibaribe revelou anomalias em 82 das estações amostradas (Tabela 7.3 e Figura 7.2). A maior parte é de anomalias pontuais, sem indícios de importância econômica. No entanto, dois grupos de anomalias merecem destaque, uma vez que se repetem em várias estações, representativas de bacias próximas ou contíguas. Esses grupos são: Bi±Be±Li±Nb e Mo.

Bi±Be±Li±Nb

Anomalias de Bi, Be, Li e Nb se concentram principalmente na porção sudoeste da folha (Figura 6.2). A presença de anomalias desses elementos levou a delimitação de uma área anômala a norte da Serra do Pará, onde se associam, podendo estar ausente um ou outro em alguma estação de amostragem. Os elementos Bi, Be, Li e Nb têm em comum o fato de ocorrerem sob a forma de minerais típicos da fase final de cristalização de magmas graníticos, ou seja, ocorrem com frequência em pegmatitos. A área anômala é formada por bacias que drenam uma área onde afloram rochas do Complexo Surubim-Caroalina e do Complexo Salgadinho. O Complexo Surubim-Caroalina é formado por gnaisses e xistos de composição mineralógica variada,

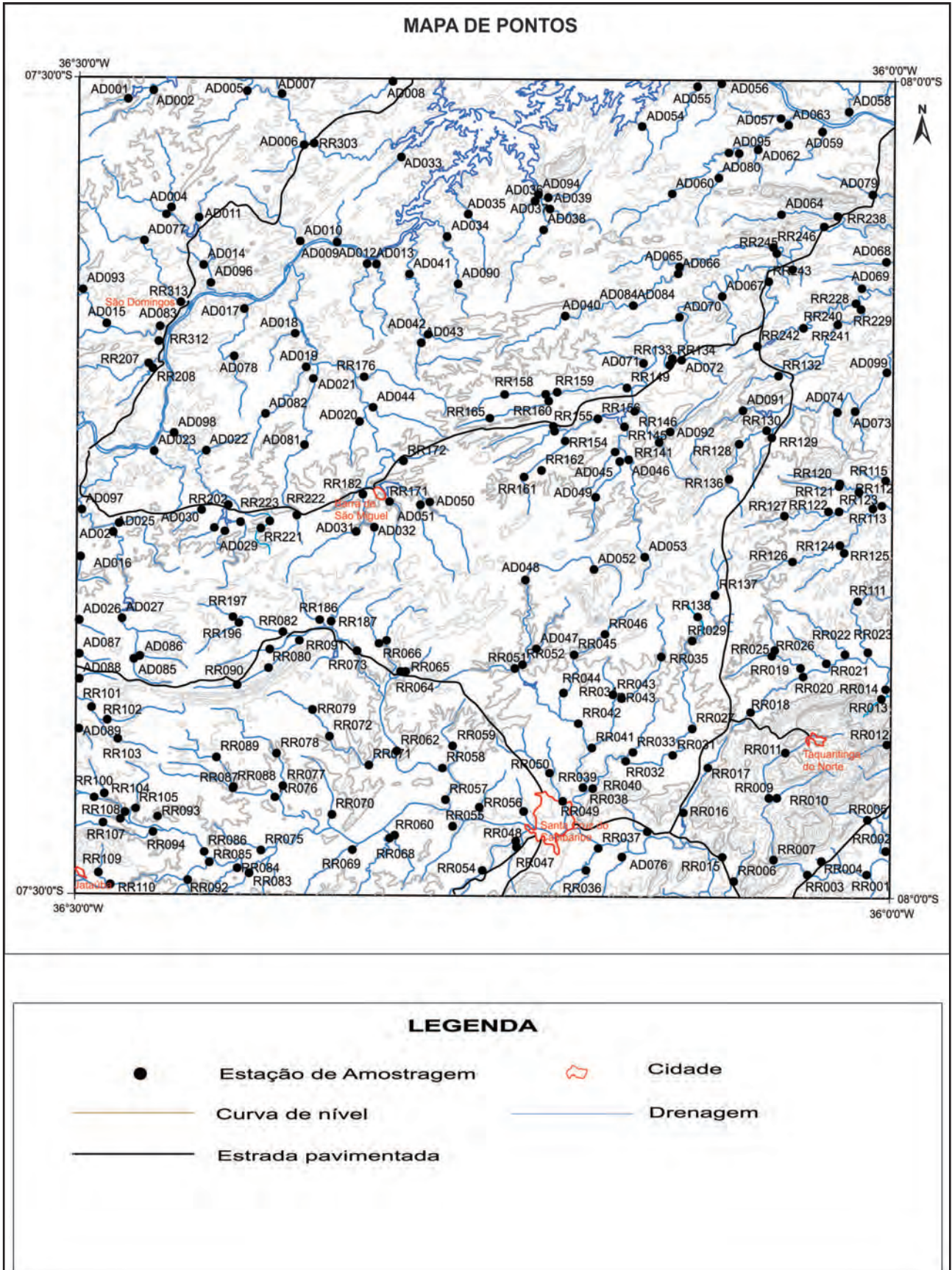


Figura 7.1 – Mapa de localização das estações de amostragem de sedimento de corrente.

Tabela 7.1 – Parâmetros estatísticos para os 53 elementos quantificados nas amostras de sedimento de corrente.

Elemento	Limite Inferior de De-tecção	< Limite De-tecção	Menor Valor	Maior Valor	Média Aritimétrica	Média Geométrica	Desvio Aritimétrico	Desvio Geométrico	Limiar (MGx-DG2)
Ag - ppb	2	2	2	119	16,816	13,783	11,790	1,901	49,82
Al - %	0.01	1	0,17	3,07	1,083	0,903	0,629	1,873	3,17
As - ppm	0.1	151	0,1	1,1	0,359	0,301	0,217	1,830	1,01
Au - ppb	0.2	47	0,2	10,6	1,119	0,805	1,439	2,044	3,36
B - ppm	20	291	27	38	32,500	32,248	4,655	1,156	43,07
Ba - ppm	0.5	1	14,2	599,1	146,755	123,762	83,423	1,867	431,49
Be - ppm	0.1	8	0,1	1,5	0,416	0,354	0,247	1,790	1,13
Bi - ppm	0.02	22	0,02	0,51	0,060	0,049	0,050	1,799	0,16
Ca - %	0.01	1	0,03	13,01	0,425	0,277	0,814	2,383	1,57
Cd - ppm	0.01	20	0,01	0,27	0,043	0,035	0,031	1,886	0,12
Ce - ppm	0.1	1	7	619,3	74,881	55,740	74,932	2,093	244,09
Co - ppm	0.1	1	0,7	73,4	8,850	6,624	9,418	2,095	29,08
Cr - ppm	0.5	1	3	262,6	31,495	22,086	35,725	2,229	109,75
Cs - ppm	0.02	1	0,1	4,62	0,920	0,689	0,766	2,141	3,16
Cu - ppm	0.01	1	0,92	284	15,754	9,017	34,409	2,487	55,79
Fe - %	0.01	1	0,27	8,4	1,886	1,456	1,429	2,087	6,34
Ga - ppm	0.1	1	0,7	11,5	3,973	3,384	2,224	1,795	10,9
Ge - ppm	0.1	189	0,1	0,6	0,159	0,143	0,085	1,558	0,35
Hf - ppm	0.02	96	0,02	0,45	0,058	0,045	0,058	1,843	0,15
Hg - ppb	5	66	5	307	50,751	33,261	49,112	2,647	233,12
In - ppm	0.02	176	0,02	0,07	0,030	0,028	0,011	1,396	0,06
K - %	0.01	1	0,01	1,24	0,325	0,248	0,225	2,254	1,26
La - ppm	0.5	1	2,9	294,5	38,085	29,015	34,798	2,083	125,95
Li - ppm	0.1	1	0,8	34,6	6,961	5,405	5,419	2,042	22,54
Mg - %	0.01	1	0,03	1,71	0,355	0,279	0,246	2,107	1,24
Mn - ppm	1	1	80	9244	479,554	361,863	669,949	1,940	1361,79
Mo - ppm	0.01	1	0,03	2,64	0,255	0,196	0,273	1,949	0,75
Na - %	0.001	5	0,001	1303	4,565	0,033	76,511	4,234	0,6
Nb - ppm	0.02	1	0,07	4,38	0,887	0,686	0,689	2,075	2,95
Ni - ppm	0.1	2	1,2	358,7	20,405	11,050	43,473	2,654	77,86
P - %	0.001	1	0,005	0,246	0,048	0,038	0,039	2,006	0,15
Pb - ppm	0.01	1	2,3	17,07	6,722	6,228	2,688	1,480	13,64
Pd - ppb	10	266	10	37	19,586	18,212	7,748	1,472	39,46
Pt - ppb	2	254	2	8	3,366	3,136	1,374	1,451	6,6
Rb - ppm	0.1	1	2,8	85,5	25,807	20,963	16,198	1,988	82,86
Re - ppb	1	293	2	3	2,500	2,449	0,707	1,332	4,35
S - %	0.02	220	0,02	1,29	0,152	0,084	0,212	2,796	0,66
Sb - ppm	0.02	179	0,02	0,35	0,063	0,053	0,050	1,744	0,16
Sc - ppm	0.1	1	0,4	26,5	3,924	3,030	3,542	2,027	12,45
Se - ppm	0.1	67	0,1	2,2	0,380	0,327	0,227	1,752	1
Sn - ppm	0.1	1	0,1	2,1	0,636	0,532	0,387	1,851	1,82
Sr - ppm	0.5	1	2	272,8	30,301	22,563	28,949	2,145	103,84
Ta - ppm	0.05	295	0	0	-	-	-	-	-
Te - ppm	0.02	194	0,02	0,11	0,034	0,031	0,017	1,497	0,07
Th - ppm	0.1	1	0,7	96,7	11,762	7,838	13,395	2,419	45,87
Ti - %	0.001	1	0,012	0,257	0,079	0,065	0,048	1,922	0,24
Tl - ppm	0.02	6	0,03	0,59	0,178	0,149	0,109	1,852	0,51
U - ppm	0.1	1	0,1	9,1	1,524	1,129	1,361	2,157	5,25
V - ppm	2	1	3	249	33,772	26,013	32,651	2,025	106,7
W - ppm	0.1	289	0,1	0,2	0,133	0,126	0,052	1,430	0,26
Y - ppm	0.01	1	1,7	62,53	11,206	9,476	7,048	1,801	30,75
Zn - ppm	0.1	1	4,3	177,6	26,814	22,696	16,713	1,806	74,04
Zr - ppm	0.1	1	0,2	21,7	1,769	1,260	2,229	2,096	5,53

Tabela 7.2 – Variância e t-student para os 53 elementos quantificados.

Elemento	$N_1=N_2$	X_1	X_2	$N_1*(S_1)^2$	$N_2*(S_2)^2$	N_1+N_2-2	RÔ	t	T(0,95)	Índice	Hipótese Nula
Ag	23	13,86957	14,78261	1433,513	1119,717	44	7,007181	-0,54509	1,67	0,545089	ACEITO
Al	23	1,05087	0,964783	10,89199	4,575424	44	0,54539	0,660312	1,67	0,660312	ACEITO
As	23	0,290909	0,22	0,267	0,396	44	0,112916	2,627035	1,67	2,627035	NÃO
Au	23	0,761111	0,644444	3,412721	3,009474	44	0,351431	1,388755	1,67	1,388755	ACEITO
B	23	-	-	-	-	44	-	-	1,67	-	-
Ba	23	127,3652	131,7957	117225,8	49362,19	44	56,60048	-0,32745	1,67	0,32745	ACEITO
Be	23	0,357143	0,372727	0,780868	0,7417	44	0,171114	-0,381	1,67	0,380998	ACEITO
Bi	23	0,065238	0,058182	0,074207	0,054843	44	0,049817	0,592538	1,67	0,592538	ACEITO
Ca	23	0,367391	0,36	1,120307	1,805165	44	0,23719	0,13036	1,67	0,13036	ACEITO
Cd	23	0,036316	0,035652	0,010526	0,007493	44	0,018616	0,149128	1,67	0,149128	ACEITO
Ce	23	89,87826	90,11304	174368,9	266475,8	44	92,07488	-0,01067	1,67	0,010667	ACEITO
Co	23	6,943478	6,930435	539,8533	246,5139	44	3,888759	0,014031	1,67	0,014031	ACEITO
Cr	23	26,45652	25,76957	10559,28	7894,248	44	18,83814	0,152549	1,67	0,152549	ACEITO
Cs	23	0,795217	0,793478	15,30828	9,069339	44	0,68469	0,010626	1,67	0,010626	ACEITO
Cu	23	10,57	10,39739	3036,982	1680,439	44	9,524686	0,075811	1,67	0,075811	ACEITO
Fe	23	1,798261	1,595217	46,00088	20,54489	44	1,13125	0,750844	1,67	0,750844	ACEITO
Ga	23	3,586957	3,378261	114,9148	58,85217	44	1,828024	0,477585	1,67	0,477585	ACEITO
Ge	23	0,2	0,142857	0,2325	0,226607	44	0,093963	2,54405	1,67	2,54405	NÃO
Hf	23	0,059444	0,072667	0,058765	0,136339	44	0,061253	-0,90301	1,67	0,90301	ACEITO
Hg	23	51,78571	44,22222	30539,82	98084,82	44	49,7348	0,636181	1,67	0,636181	ACEITO
In	23	0,024286	0,022857	0,000771	0,000643	44	0,005215	1,145919	1,67	1,145919	ACEITO
K	23	0,282174	0,287391	1,088112	0,50447	44	0,175004	-0,12472	1,67	0,124716	ACEITO
La	23	46,57391	46,36087	41721,63	56420,32	44	43,44359	0,020515	1,67	0,020515	ACEITO
Li	23	6,395652	6,282609	708,7728	385,0391	44	4,586376	0,103109	1,67	0,103109	ACEITO
Mg	23	0,316957	0,311304	1,33418	0,690652	44	0,19733	0,119823	1,67	0,119823	ACEITO
Mn	23	362,6087	381,7826	1241063	626791,9	44	189,5265	-0,42321	1,67	0,423214	ACEITO
Mo	23	0,19087	0,225217	0,465592	1,558443	44	0,197291	-0,7283	1,67	0,728301	ACEITO
Na	23	0,081864	0,075043	0,211025	0,215082	44	0,090523	0,315178	1,67	0,315178	ACEITO
Nb	23	0,638696	0,732174	4,141169	5,054943	44	0,420533	-0,92988	1,67	0,929885	ACEITO
Ni	23	13,00435	12,74783	3607,424	2307,326	44	10,66514	0,100618	1,67	0,100618	ACEITO
P	23	0,056391	0,057217	0,043764	0,08512	44	0,049785	-0,06941	1,67	0,069414	ACEITO
Pb	23	6,279565	6,169565	143,6626	116,577	44	2,237098	0,205696	1,67	0,205696	ACEITO
Pd	23	20,66667	17	864	1248,75	44	6,374152	2,406401	1,67	2,406401	NÃO
Pt	23	-	-	-	-	44	-	-	1,67	-	-
Rb	23	21,65652	23,71304	5447,03	4919,4	44	14,11929	-0,60931	1,67	0,609312	ACEITO
Re	23	-	-	-	-	44	-	-	1,67	-	-
S	23	0,091667	0,184	0,09225	0,38691	44	0,095993	-4,02382	1,67	4,023824	NÃO
Sb	23	0,071667	0,068	0,045802	0,014482	44	0,034049	0,450498	1,67	0,450498	ACEITO
Sc	23	3,617391	3,326087	157,4883	65,94995	44	2,072894	0,58788	1,67	0,58788	ACEITO
Se	23	0,472222	0,255556	5,880441	0,309474	44	0,345017	2,627063	1,67	2,627063	NÃO
Sn	23	0,556522	0,569565	3,614026	2,460815	44	0,341795	-0,15964	1,67	0,159642	ACEITO
Sr	23	26,59565	28,36522	5782,748	13761,16	44	19,38671	-0,38184	1,67	0,38184	ACEITO
Ta	23	-	-	-	-	44	-	-	1,67	-	-
Te	23	0,028	0,025	0,000675	0,001671	44	0,006717	1,868264	1,67	1,868264	NÃO
Th	23	16,23913	17,1087	5705,802	11267,79	44	18,06697	-0,20134	1,67	0,201343	ACEITO
Ti	23	0,083217	0,079522	0,089475	0,040471	44	0,04999	0,309265	1,67	0,309265	ACEITO
Tl	23	0,143043	0,151304	0,206655	0,172487	44	0,085388	-0,40471	1,67	0,404711	ACEITO
U	23	2,026087	2,13913	117,0193	82,88951	44	1,960714	-0,24118	1,67	0,241185	ACEITO
V	23	27,95652	26,78261	8683,481	4445,56	44	15,88967	0,309058	1,67	0,309058	ACEITO
W	23	-	-	-	-	44	-	-	1,67	-	-
Y	23	11,79087	11,49478	1806,353	1595,3	44	8,088041	0,153142	1,67	0,153142	ACEITO
Zn	23	21,99565	22,31739	4573,941	1951,207	44	11,20195	-0,12015	1,67	0,120152	ACEITO
Zr	23	2,095652	1,965217	136,4587	122,2259	44	2,230404	0,244641	1,67	0,244641	ACEITO

além de quartzitos e calcossilicáticas, enquanto o Complexo Salgadinho abriga ortognaisses bandados de composição granítica a tonalítica, com lentes de anfíblitos, metagabros, metadioritos e quartzo monzodioritos. Cortando esses gnaisses ocorre com frequência na área diques pegmatíticos, devendo ser esses litotipos os responsáveis pelas anomalias.

Mo

Anomalias de Mo foram observadas em várias estações de amostragem, mas são mais significativas no extremo sudeste da folha, onde foi possível delimitar-se um área anômala (Figura 6.2). O contorno da área anômala coincide com a área central da Serra da Taquaritinga, situada a sul da cidade homônima. O Mo ocorre mais comumente sob a forma de molibdenita (MoS_2), disseminada em granitos pegmatóides ou em veios e diques pegmatíticos associados a granitóides. As bacias com anomalias drenam rochas da Suíte Serra da Taquaritinga, formada por augen ortognaisse metaluminoso, de composição sienogranítica, com fenocristais de feldspato potássico e características geoquímicas de granito do tipo A. Os valores das anomalias na área anômala variam de 0,8 a 2,28ppm, para um limiar

de 0,75ppm. Nb e Pb também aparecem com valores anômalos em algumas das amostras onde foram constatadas as anomalias de Mo.

7.4 - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

As principais anomalias geoquímicas em sedimento de corrente da Folha Santa Cruz do Capibaribe são de elementos relacionados ao magmatismo granítico. As anomalias de Mo estão provavelmente relacionadas com o augen ortognaisse da Suíte Serra da Taquaritinga. As anomalias de $\text{Bi} \pm \text{Be} \pm \text{Li} \pm \text{Nb}$ devem estar relacionadas a diques pegmatíticos que cortam os gnaisses dos complexos Surubim-Caroalina e Salgadinho. Muito embora essa relação não seja bem evidenciada, o aspecto disperso dessas anomalias corroboram com a possível relação das mesmas com um enxame de diques pegmatíticos.

Recomenda-se trabalhos complementares, com adensamento de amostragem de sedimento de corrente e levantamento geológico em escala de maior detalhe nas áreas anômalas, no sentido de se ter uma melhor compreensão do significado econômico e geológico das anomalias.

Tabela 7.3 – Estações anômalas e respectivas anomalias.

	Estação	Coordenadas		Anomalias		Estação	Coordenadas		Anomalias
		Long.	Lat.				Long.	Lat.	
1	826150	9117000	RR0004	Mo, Y	42	821800	9151900	RR0242	Pb, Zn, Ag, Tl, Ga, Cs
2	820200	9115650	RR0006	Mo, Pb, Nb, Y, Ce	43	823150	9158200	RR0245	P
3	822900	9117100	RR0007	Mo, Mn, Nb, In	44	822900	9158600	RR0246	Sr, Ca
4	822600	9121300	RR0008	Mo, Pb, Y	45	779224	9168721	AD0001	Cr
5	823100	9120700	RR0009	Mo	46	782150	9161362	AD0003	Na, S
6	823150	9121300	RR0010	Mo	47	787271	9169232	AD0005	Na
7	830600	9124900	RR0012	Au, Nb	48	791126	9165571	AD0006	Hf, Zr
8	803000	9120700	RR0056	Be	49	797147	9169864	AD0008	Hf, Zr
9	800700	9121200	RR0057	Be	50	778610	9139983	AD0024	Tl, Ga, Cs, Nb, Sn, Be, Li
10	793000	9120200	RR0070	Mo	51	778192	9139370	AD0025	U, Th, La, Hf, Zr, Y, Ce
11	795500	9123550	RR0071	Be	52	775906	9133432	AD0026	U, La, Ce, Bi
12	791700	9127300	RR0079	P	53	778805	9133544	AD0027	Sr, Cd, Bi, Ca, Te, Cs, Nb, Li
13	788700	9130150	RR0080	Cd	54	785746	9139425	AD0029	Ni, As, Cr
14	790800	9132000	RR0081	Cd, Bi, Be	55	785049	9139648	AD0030	Li
15	789700	9132600	RR0082	Li	56	795865	9139676	AD0032	Zr
16	784700	9117000	RR0085	S	57	797704	9164735	AD0033	Mn, Th, La, Ge, Ce
17	786350	9122100	RR0088	Mn	58	802248	9160861	AD0035	Fe
18	786600	9129000	RR0090	Cu, Bi, P	59	798262	9156819	AD0041	Ni
19	781200	9120100	RR0093	Hg	60	812506	9144108	AD0046	Sb, Zr
20	776900	9121400	RR0100	Sr, Hg	61	806875	9131425	AD0047	Sb
21	777800	9126650	RR0102	Cd, Be	62	799628	9141376	AD0050	Hf, Zr
22	779000	9120400	RR0106	Be	63	799014	9141181	AD0051	Fe, U, Th, Sb, La, Ge, Hf, Sn, Zr,
23	797850	9144150	RR0172	Ag	64	814206	9137641	AD0053	Fe, U, Sb
24	795100	9141200	RR0182	Se, Be	65	814039	9166798	AD0054	Se
25	786700	9133200	RR0196	Cd	66	820589	9164958	AD0061	Sr, Na
26	784200	9140850	RR0202	Bi	67	821871	9165237	AD0062	Pb
27	786000	9141200	RR0223	Be, P	68	823934	9166882	AD0063	La, Ce
28	829200	9116100	RR0001	Be	69	819446	9155286	AD0067	Cs, Li
29	827750	9131000	RR0022	Mn	70	828896	9155815	AD0069	Cd, Tl
30	813400	9124400	RR0033	Pb	71	816687	9150965	AD0072	Bi, Cs, Li
31	805400	9130100	RR0051	Th	72	780311	9159132	AD0077	Mo, Mg, Na, Tl, Ga, Nb, Rb
32	828700	9142000	RR0114	Be	73	829648	9162171	AD0079	Pb
33	827700	9137900	RR0125	P	74	781398	9153307	AD0083	U, Th, La, Ge, Hf, Zr, Y, Ce
34	823650	9140400	RR0127	Ca, S	75	779586	9130784	AD0085	Bi, Be
35	815900	9150650	RR0134	Cs, Li	76	780004	9130979	AD0086	Bi, Be
36	817300	9133850	RR0138	Sr, S	77	820840	9147537	AD0091	Au
37	807700	9148200	RR0159	Ag	78	807000	9162195	AD0094	Na
38	828850	9154400	RR0228	P	79	819890	9165017	AD0095	Mn, Sr
39	827250	9160700	RR0237	Pb	80	776034	9140876	AD0097	U, La, Ce
40	826350	9160000	RR0238	Au	81	782333	9146076	AD0098	Na
41	824200	9157100	RR0239	Mo, Mn, Cd, P, Ba, Hg, Se	82	776157	9155815	AD0093	U, Th, P, La, Hf, Zr, Y, Ce

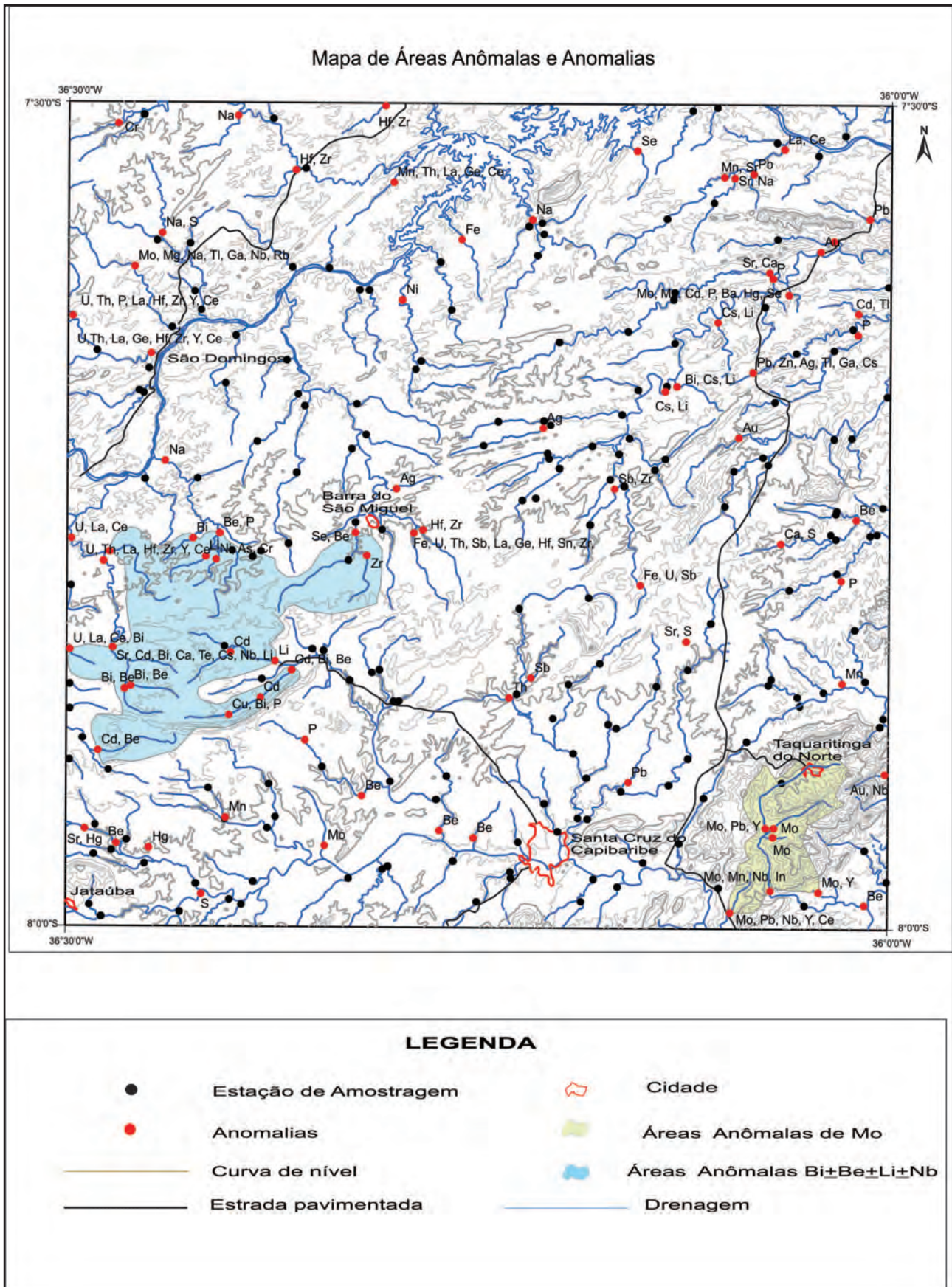


Figura 7.2 – Mapa de localização das anomalias e áreas anômalas.

8 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Os litotipos da folha estão inseridos no Domínio da Zona Transversal, os dados petrográficos, estruturais, litoquímicos e isotópicos sugerem um mínimo de três eventos tectono-magmáticos na área de estudo: um evento no Paleoproterozóico (Riaciono) relacionado à geração e metamorfismo das rochas que compõem o embasamento (ortognaisses do tipo Cabaceiras do Complexo Floresta, Complexo Salgadinho e Complexo Vertentes, assim como os metassedimentos do Complexo Sertânia); um evento magmático no final do Paleoproterozóico (Estateriano/Calimiano) responsável pela formação das Suítes Carnoió e Serra da Taquaritinga; e o último evento no final do Ediacarano associado ao magmatismo granítico e ao estágio tardio de deformação da Zona de Cisalhamento Coxixola.

Os ortognaisses do embasamento dos complexos Salgadinho, Vertentes e Floresta (tipo Cabaceiras) são o resultado de um evento tectono-magmático no Riaciono responsável por um período expressivo de geração de crosta. Os dados litogeoquímicos obtidos para esses ortognaisses revelam afinidade com ambiente de arco-vulcânico. Os dados geocronológicos indicam que o início da atividade magmática deve ter sido em torno de 2,18Ga (Complexo Salgadinho), seguido de rochas geradas em 2,13Ga (Complexo Vertentes) com pulsos magmáticos tardios em 2,05Ga (Complexo Floresta-tipo Cabaceiras e metamáficas). Esse amplo período de geração de crosta deve ser reflexo de uma complexa dinâmica de subducção durante o Riaciono, com enriquecimento relativo de potássio das rochas do Complexo Salgadinho, Complexo Vertentes até o Complexo Floresta (tipo Cabaceiras). Essa hipótese está em consonância com as idades obtidas para as rochas metamáficas do Complexo Floresta, que forneceram idades de 2,04Ga e 1,99Ga, interpretadas, respectivamente, como idades de cristalização e metamorfismo. Além disso, essas rochas metamáficas possuem uma assinatura toleítica de arco vulcânico, corroborando com a hipótese. Provavelmente, o evento magmático no riaciono é caracterizado por geração de crosta entre 2,18-2,05Ga, com sucessivas intrusões magmáticas associadas à subducção, seguida de evento metamórfico em 1,99Ga relacionado a colagem entre blocos litosféricos no Paleoproterozóico.

Os dados geoquímicos e geocronológicos obtidos neste trabalho para os ortognaisses da Suíte Carnoió e aqueles disponíveis na literatura para os *augen* gnaisses da suíte Serra da Taquaritinga sugerem um evento magmático com afinidade anorogênica durante o Estateriano/Calimiano. Provavelmente, a formação das rochas do Complexo Metanortosítico de Boqueirão deve ser contemporânea a esse

evento. Accioly *et al.*, (2004) correlacionam as rochas metanortosíticas de Boqueirão ao Complexo Anortosítico de Passira, que possui uma idade de 1.7 Ga (Accioly et al., 2000). Esse evento magmático do Estateriano/Calimiano envolve uma atividade magmática complexa com geração de litotipos gabro-anortosíticos no estágio inicial (1.7 Ga) e formação de rochas granitóides na fase final de desenvolvimento (1.6-1.5 Ga).

Os eventos deformacionais responsáveis pelo arcabouço estrutural da área mapeada foram agrupados em quatro fases dúcteis (D_1 , D_2 , D_3 e D_4) e uma de caráter dúctil-ruptil a rúptil. A primeira fase é caracterizada por uma foliação/xistosidade (S_1) de gênese desconhecida, comumente flexionada por dobras F_2 .

O segundo evento foi marcado pelo surgimento de dobras fechadas a isoclinais (F_2), assimétricas, de plano axial com mergulho inferior a 50° e a foliação (S_2) paralela ao plano axial de dobras. O evento D_3 foi responsável pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamento dúcteis e dobras abertas e fechadas que gradam para dobras isoclinais (F_3) próximo a zonas de cisalhamento. O evento D_4 é marcado pelo desenvolvimento de dobras abertas, simétricas, com eixo horizontal e superfície axial orientada na direção W-E e mergulho próximo da vertical. No mapa, destacam-se principalmente o desenho de dobras geradas durante D_2 e D_3 , bem como, o amplo desenvolvimento de zonas de cisalhamento dúcteis relacionadas à fase D_3 .

Nas rochas máficas ortoderivadas é frequente observar simplectitas de granada-anfibólio-plagioclásio, clinopiroxênio (anfibólio)-plagioclásio ou substituição de anfibólio plagioclásio em torno de granadas formando texturas coroníticas que sugerem uma desestabilização de uma paragenese original na fácies eclogito, para a fácies anfibolito.

A associação de hornblenda e plagioclásio nos ortognaisses paleoproterozóicos indica condições P-T prováveis da fácies anfibolito, contudo a ocorrência de pseudomorfos totais de hornblenda compostos de clorita+biotita+quartzo+opacos é um indício de retrometamorfismo. O quartzo na forma de inclusões circulares em poiquiloblastos de hornblenda deve fazer parte da associação pré-retrometamórfica. Faixas miloníticas subparalelas ao bandamento principal no interior dos quais crescem epidoto+quartzo recristalizado fino+biotita são condizentes com períodos retrometamórficos em condições de equilíbrio na fácies xisto-verde.

Nos metassedimentos, quartzo, plagioclásio, biotita, muscovita, granada e sillimanita, além dos acessórios opacos, apatita, zircão são primários,

no sentido de que foram gerados durante o evento metamórfico-deformacional de mais alta temperatura que afetou estes metassedimentos.

Na porção norte da área, o Pluton Marinho funciona como um marcador do magmatismo granítico no final do Ediacarano, uma vez que a idade obtida para esse pluton é de 550 ± 3 Ma. A análise em conjunto das relações cinemáticas da Zona de Cisalhamento Coxixola com a estrutura interna (magmática e tectônica) do Pluton Marinho permite associar o período de alojamento desse corpo ao estágio final de deformação dessa zona de cisalhamento, interpretado como um estágio tardio da fase D₃. Essa idade estimada para a fase final de deformação da Zona de Cisalhamento Coxixola é coerente com idades ⁴⁰Ar/³⁹Ar (platô) de 547 Ma realizadas em muscovitas sin-cinemáticas no segmento leste dessa zona de cisalhamento (Hollanda *et al.*, 2010). Isso levou os autores a considerar que essa zona de cisalhamento foi formada, ou reativada, na transição entre o neoproterozóico e o Cambriano.

Os dados aerogeofísicos permitiram ressaltar alguns aspectos sobre o arcabouço geológico-estrutural da região: o Complexo Salgadinho (PP2sg) apresentam padrão magnetométrico muito movimentado, com alinhamentos de direção ENE-WSW produzido por zonas de cisalhamento, ortognaisses com magnetita, lentes de anfibolitos, metagabros e metadioritos; os ortognaisses da unidade Cabaceiras do Complexo Floresta (PP2flcb) apresentam padrão magnetométrico muito movimentado com alinhamentos de direção NE-SW produzido por zonas de cisalhamento, anfibolitos e metamáficas. As extremidades SW dos alinhamentos são truncadas e vergadas pelos alinhamentos de direção E-W que estão relacionados com a Zona de Cisalhamento Coxixola; o Complexo Vertentes (PP2ve) apresenta padrão magnetométrico suave e regiões com enriquecimento em K, possivelmente associadas com migmatização dos ortognaisses bandados; os metassedimentos do Complexo Surubim (NP23sc) não possuem anomalias magnéticas associadas e os dados radiométricos indicam que suas rochas são levemente enriquecidas em K e Th. Em algumas áreas é observado enriquecimento maior em K (~5,5%) que sugere a ação local de processos avançados de migmatização; o Pluton Santa Cruz do Capibaribe (NP3γ2msc) apresenta correlação com uma expressiva anomalia magnética, possuindo uma auréola enriquecida em K, e um núcleo empobrecido em K, Th e U.

Foram interpretados inúmeros alinhamentos magnéticos alongados e sinuosos correlacionados com zonas de cisalhamento e corpos magnéticos

alongados (anfibolitos, metamáficas, etc). Em alguns casos estes alinhamentos acompanham os contatos geológicos dos corpos magnéticos, definindo fechamento de dobras; a Zona de Cisalhamento Coxixola tem correlação com alinhamentos magnéticos paralelos e adensados, que truncam e vergam os alinhamentos magnéticos dos ortognaisses do tipo Cabaceiras do Complexo Floresta (PP2flcb), produzindo formas sigmoides.

Como sugestões para trabalhos a serem desenvolvidos na folha, recomenda-se:

Um estudo mais detalhado das rochas máficas, juntamente com uma avaliação mais precisa do potencial metalogenético/mineral. Também é recomendada a realização de estudos geoquímicos mais detalhados na porção oeste da folha, ao norte da Serra do Pará, onde foram encontradas na geoquímica prospectiva anomalias de Nb, Be, Bi e ETR, assim como anomalias de Bi e Mo na Serra da Taquaritinga, na região sudeste da folha.

O mapeamento geológico permitiu a individualização de camadas expressivas de mármore constituintes do Complexo Surubim-Caroalina (NP23sc) que não eram mapeadas em mapas geológicos regionais de escala 1:250000 e/ou 1:500000. A cartografia detalhada dessas camadas de mármore pode estimular a reativação da atividade mineira na exploração dessas rochas na região, em áreas que não foram exploradas/explotadas anteriormente.

A área possui vocação para exploração de rochas ornamentais, como nos casos específicos das rochas que constituem os leucognaisses da Serra do Pará localizados fora da área de preservação ambiental, Plúton Santa Cruz do Capibaribe, Suíte Carnoió, Plúton Toritama, gabros do Complexo Sumé e a porção do dique de monzodiorito da Pedra da Figura sem indícios de pintura rupestre. Ressalta-se que uma avaliação técnica detalhada nessas unidades geológicas sobre o padrão de orientações de juntas extensionais ou mesmo juntas de cisalhamento conjugadas pode trazer informações favoráveis para o planejamento de lavras para rochas com fins ornamentais.

A utilização de algumas regiões como pontos de turismo ecológico baseados nos aspectos geológicos e/ou geomorfológicos podem trazer interesse da sociedade para alguns municípios da região, promovendo o aumento nas atividades hoteleiras e de outros estabelecimentos comerciais. Destacam-se como pontos de interesse a Serra da Taquaritinga, o sítio arqueológico da Serra do Pará e da Pedra da Figura.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DA INDÚSTRIA DE ROCHAS ORNAMENTAIS. **Conceitos e definições**. Disponível em: <http://www.abirochas.com.br/rochas_ornamentais_01.php>. Acesso em: 2009.
- ACCIOLY, A. C. A. **Pesqueira, folha SC.24-X-B-II**: estados de Pernambuco e Paraíba. Recife: CPRM, 2009. 1 CD-ROM. Escala 1:100.000. Geologia e metalogênese. No prelo.
- ACCIOLY, A. C. A. et al. The Passira meta-anorthositic complex and its tectonic implication, Borborema province, Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 6-17 aug. 2000, Rio de Janeiro. **Abstracts volume**. Rio de Janeiro: SBG, 2000. 1 CD-ROM.
- ALMEIDA, C. N. et al. Caracterização geoquímica de rochas metamáficas e metaltramáficas da faixa Pajeú-Paraíba, província Borborema, NE do Brasil. Anuário do Instituto de Geociências **UFRJ**, Rio de Janeiro, v. 32, p. 46-61, 2009.
- ALMEIDA, C. N. et al. Uma zona de sutura transamazônica na província Borborema, nordeste do Brasil: os retroeclogitos da faixa de dobramentos Pajeú-Paraíba. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 21., 13-15 nov. 2005, Recife. Boletim de resumos expandidos: a geologia e a sociedade. Recife: SBG. Núcleo Nordeste, 2005. 545 p. (Boletim Núcleo Nordeste da SBG, 19).
- ALMEIDA, F. F. M. et al. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8, nov. 1977, Campina Grande, PB. Atas do... Campina Grande: SBG. Núcleo Nordeste, 1977. p. 363-391. (Boletim Núcleo Nordeste da SBG, 6).
- ALMEIDA, F. F. M. et al. Brazilian structural provinces: an introduction. Earth Science Reviews, Amsterdam, v. 17, p. 1-29, 1981.
- ANGELIM, L. A. A. et al. Carta geológica do Brasil ao milionésimo: sistema de informações geográficas - SIG: folha SB.24 Jaguaribe = Geological map of Brasil 1:1.000.000 scale : geographic information system - GIS. Brasília: CPRM, 2004. v. 17. 1 CD-ROM. Programa Geologia do Brasil.
- ARCHANJO, C. J. et al. Fabrics of pre- and syntectonic granite plutons and chronology of shear zones in the eastern Borborema province, NE Brazil. Journal of Structural Geology, Amsterdam, v. 30, n. 3, p. 310-326, Mar. 2008.
- ARCHANJO, C. J.; FETTER, A. H. Emplacement setting of the granite sheeted pluton of Esperança (Brasiliano Orogen, northeastern Brazil). Precambrian Research, Amsterdam, v. 135, n. 3, p. 193-215, Nov. 2004.
- BEURLIN, H. et al. Novas ocorrências de eclogitos proterozóicos associados a minério de Ti-Fe na província da Borborema. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 14., 15-20 nov. 1991, Recife. Atas... Recife: SBG. Núcleo Nordeste, 1991. p. 236-239. (Boletim Núcleo Nordeste da SBG, 12).
- BEURLIN, H. et al. Proterozoic C-type eclogites hosting unusual Ti-Fe-Cr-Cu mineralization in northeastern Brazil. Precambrian Research, Amsterdam, v. 58, v. 1-4, p. 195-214, Oct. 1992.
- BOYNTON, W. V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: HENDERSON, P. (Ed). Rare earth element geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 1984. p. 63-114. (Developments in Geochemistry, 2).
- BOWDEN, P. et al. Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. Physics of the Earth and Planetary Interiors, Amsterdam, v. 35, n. 1-3, p. 1-11, Oct. 1984.
- BRASILINO, R. G.; MIRANDA, A. W. A.; MEDEIROS, V. C. Reavaliação litoestratigráfica do complexo Vertentes entre as cidades de Vertentes e Santa Cruz do Capibaribe (PE). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44., 26-31 out. 2008, Curitiba. **Anais**: o planeta Terra em nossas mãos. Curitiba: SBG Núcleo Paraná, 2008. 1049p.
- BRASILINO, R. G. et al. Petrologia e estruturas magmáticas nos granitóides de Conceição das Creoulas, Boqueirão e Murici, terreno Alto Pajeú, Pernambuco, NE do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42., 17-22 out. 2004, Araxá, MG. **Anais**: recursos minerais e desenvolvimento socioeconômico. Araxá: SBG Núcleo de Minas Gerais, 2004. 1 CD-ROM
- NEVES, B. B. de B. O mapa geológico do Nordeste Oriental do Brasil, escala 1:1.000.000. 1983. 177p. Tese (Livre Docência) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1983.
- NEVES, B. B. de **Regionalização geotectônica do Pré-cambriano Nordestino**. 1975. 198p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1975.
- BRITO NEVES, B. B. de B.; SANTOS, E. J. dos; VAN SCHMUS, W. R. Tectonic history of the Borborema province, northeastern Brazil. In: CORDANI, V. G. (Ed.) et al. **Tectonic evolution of South America**. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000. p.151-182.
- CABY, R. et al. Crustal evolution and the Brasiliano Orogeny in Northeast Brazil. In: DALLMEYER, R. D.; LÉCORCHÉ, J. P. (Ed.) The West African orogens and circum-Atlantic correlatives. Berlin: Springer-Verlag, 1991. p.373-397.
- CALDASSO, Alfeu Levy da Silva. Geologia da

quadricula E.088, folha São João do Cariri, Paraíba. Série Geologia Regional. SUDENE, Recife, n. 10, p. 41-43, 1968.

CAMPOS NETO, M. da C.; BITTAR, S. M. B.; BRITO NEVES, B. B. de. Domínio tectônico rio Pajeú-província Borborema: orogêneses superpostas no ciclo brasileiro\pan-africano. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 23-28 out. 1994, Balneário de Camboriú, SC. Boletim de resumos expandidos. [Florianópolis]: SBG Núcleo SC/RS, 1994. v.1. p.221-222.

CORREIA, C. G. C.; VIDAL, F. W. H.; RIBEIRO, R. C. C. Caracterização dos calcários do Cariri do Ceará. In: SIMPOSIO DE ROCHAS ORNAMENTAIS DO NORDESTE, 5., 12-15 nov. 2005, Recife. **Anais**. Recife: PPGE Minas; SBG, 2005. p.65-73.

COX, K. G.; BELL, J. D.; PANKHURST, R. J. **The interpretation of igneous rocks**. London: George Allen & Unwin, 1979. 450p.

CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. Projeto aerogeofísico Borda Leste do Planalto Borborema: relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos. Rio de Janeiro: Lasa Engenharia e Prospecções, 2008. 27v. (Programa Geologia do Brasil).

CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. Projeto aerogeofísico Paraíba – Rio Grande do Norte - Pernambuco - Paraíba: relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos. Rio de Janeiro: LASA Engenharia e Prospecções S/A; Prospectores Aerolevantamentos e Sistemas, 2009. 37v. (Programa Geologia do Brasil).

EBERT, H. Bastel und regional Metamorphose in präkambrischen Grundgebirge Brasiliens. *Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, Wien, v. 8, p. 49-81, 1962.

EBY, N. E. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, Boulder, v. 20, p. 641-644, 1992.

FERREIRA, C. A.; SANTOS, E. J. dos. Jaguaribe SE, folha SB.24-Z, estados do Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco. Rio de Janeiro: CPRM, 2000. 198p. Escala 1: 500.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.

FROST, B. R. et al. A geochemical classification of granitic rocks. *Journal of Petrology*, Oxford, v. 42, p. 2033-2048, 2001.

GARRELS, R.M.; MACKENZIE, F. T. Evolution of sedimentary rocks. New York: W. W. Norton, 1971. 397p. il.

GOMES, H. A. **Geologia e recursos minerais do estado de Pernambuco**: texto explicativo dos mapas geológico e de recursos minerais do estado de Pernambuco. Recife: CPRM, 2001. 198p. Escala 1:500.000. Projeto de Mapeamento Geológico/Metalogenético Sistemático.

GUIMARÃES, I. P.; SILVA FILHO, A. F. da. Shoshonitic granitoids of the Borborema province, NE Brazil. In: HUTTON SYMPOSIUM, 3., Maryland, 1995. **Abstracts**. Maryland: USGS, 1995. p. 60.

GUIMARÃES, I. P.; SILVA FILHO, A. F. da. Geoquímica e geobarometria do plutão Santa Cruz do Capibaribe: plutão com zonação inversa na província da Borborema. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 5.; CONGRESSO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA, 3., 1995, Niterói, RJ. **Anais**. Niterói, RJ: Sociedade Brasileira de Geoquímica, 1995. 1 CD-ROM.

GUIMARÃES, I. P.; SILVA FILHO, A. F. da. Nd and Sr isotopic and U-Pb geochronologic constraints for the evolution of the shoshonitic Brasileiro Bom Jardim and Toritama complexes: evidence for a Transamazonian enriched mantle under Borborema tectonic province, Brazil. **International Geology Review**, Lawrence, v. 40, p. 500-527, 1998.

GUIMARÃES, I. de P. The petrological evolution and tectonic associations of the Bom Jardim complex Pernambuco State, NE Brazil. 1989. 305 p. Tese (Doutorado) – Royal School of Mines, Imperial College, London, 1989.

GUIMARAES, I. P. Significado geotectônico do magmatismo calcioalcalino de alto-K a shoshonítico do maciço PE-AL, NE do Brasil. In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 18., 2000, Recife. **Resumos**: a geologia e o homem. Recife: SBG Núcleo Nordeste, 2000. v. 1. p. 115-115. (Boletim Núcleo Nordeste da SBG, 16).

HARKER, A. The natural history of the igneous rocks. New York: MacMillan, 1909. 348 p.

HOLLANDA, M. H. B. M. et al. Cambrian mafic to felsic magmatism and its connections with the transcurrent shear zones of the Borborema province (NE Brazil): implications for the late assembly of the West Gondwana. *Precambrian Research*, Amsterdam, v. 178, n. 1-4, p. 1-14, Apr. 2010.

IRVINE, T. N.; BARAGAR, W. R. A. A guide to chemical classification of common volcanic rocks. **Canadian Journal of Earth Sciences**, Ottawa, v. 8, p. 523-548, 1971.

KOZUCH, M. Isotopic and trace element geochemistry of early neoproterozoic gneissic and metavolcanic rocks in the Cariris Velhos Orogen of Borborema province, Brazil, and their bearing on tectonic setting. 2003. 199p. Tese (Doutorado) - University of Kansas, Kansas, 2003.

Kozuch, M. et al. Late mesoproterozoic and middle neoproterozoic magmatism in the Zona Transversal of Borborema province, NE Brazil. In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 17., 16-19 nov. 1997, Fortaleza. **Resumos expandidos**. Fortaleza: SBG Núcleo Nordeste, 1997. p. 47-50. (Boletim Núcleo Nordeste da SBG, 15).

LAGES, G. A. et al. **Boqueirão, folha SB.24-Z-D-III**: estado da Paraíba: geologia e metalogênese.

Recife: CPRM, 2011. 1 CD-ROM. Escala 1:100.000. (No prelo).

LAGES, G. A. et al. Caracterização geoquímica dos ortognaisses do complexo Cabaceiras (CCB), no domínio Alto Moxotó, NE do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 12.; INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON ENVIRONMENTAL GEOCHEMISTRY, 8., 18-22 out. 2009, Ouro Preto, MG. **Resumos:** geoquímica do átomo ao planeta. Ouro Preto: SBGq; UFOP, 2009. 1 CD-ROM.

LAMEYRE, J.; BOWDEN, P. Plutonic rocks types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Amsterdam, v. 14, n. 1-2, Oct. 1982.

LASA ENGENHARIA E PROSPECÇÕES. **Projeto Esperança:** levantamento aerogeofísico (magnetometria e cintilometria com discriminação de energia): relatório final. Rio de Janeiro: DNPM; CNEN; CPRM, 1976.

LIMA, M. I. C. et al. **Projeto ferro titanado de Floresta, PE:** geologia. Recife: Minérios de Pernambuco; Projeto RADAMBRASIL, 1985. v. 1.

Maniar, P. D.; Piccoli, P. M. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, New York, v. 101, n. 5, p. 635-643, May 1989.

MARIANO, G. et al. Geologia da folha Belo Jardim SC.24-X-B-III, escala 1:100.000: nota explicativa. Brasília: CPRM ; UFPE, 2007. 1 CD ROM.

MARIANO, G. et al. Diorites of the high-K calc-alkalic association: geochemistry and Sm-Nd data and implications for the evolution of the Borborema province, northeast Brazil. *International Geology Review*, Lawrence, v. 10, n. 10, p. 921-929, 2001.

MARIANO, G.; SIAL, A. N. Coexistence and mixing of magmas in the Late precambrian Itaporanga batholith, state of Paraíba, northeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 20, n. 1-4, p. 101-110, mar./set. 1990.

MEDEIROS, V. C. Evolução geodinâmica e condicionamento estrutural dos terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, domínio da Zona Transversal, NE do Brasil. 2004. 200p. Tese (Doutorado em Geodinâmica e Geofísica) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2004.

MEDEIROS, V. C.; TORRES, H. H. F. **Sume, folha SB.24-Z-D-V:** estados da Paraíba e Pernambuco: geologia e hidrogeologia. Brasília: CPRM, 1999. 88 p. Escala 1:100.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.

MELO, A. A. de. **Geologia e petrologia da região de Fazenda Nova, Pernambuco.** 1971. 98 p. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1971.

MELO, A. A. de; SIQUEIRA, L. P. de. Novas considerações sobre a geologia do pré-cambriano de Pernambuco Oriental. *Revista da Associação dos*

Geólogos de Pernambuco, Recife, v. 1, n. 2, p. 32-41, 1970.

MIRANDA, A. W. A. Evolução estrutural das zonas de cisalhamento dúcteis na porção centro-leste do domínio da Zona Transversal na província Borborema. 2010. 206 p. Tese (Doutorado em Análise de Bacias e Faixas Móveis) - Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2010.

MIRANDA, A. W. A.; BRASILINO, R. G. O plúton marinho: um magmatismo granítico do final do ediacarano e suas relações com a deformação dúctil na zona transversal (província Borborema). In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 23.; SIMPOSIO DE ROCHAS ORNAMENTAIS DO NORDESTE, 7., 11-15 nov. 2009, Fortaleza. Resumos. Fortaleza: SBG Núcleo Nordeste, 2009. 1 CD-ROM. (Boletim Núcleo Nordeste da SBG, 21).

MIRANDA, A. W. A.; BRASILINO, R. G.; MEDEIROS, V. C. Evolução estrutural da zona de cisalhamento Coxixola e seu papel no arcabouço tectônico da zona transversal da província Borborema (Brasil): dados preliminares. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44, 26-31 out. 2008, Curitiba. Anais: o planeta Terra em nossas mãos. Curitiba: SBG Núcleo Paraná, 2008.

1 CD-ROM.

NAKAMURA, N. et al. 4 by old clast in Boulder 7, Apollo 17: a comprehensive chronologycal study by U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd methods. In: LUNAR SCIENCE CONFERENCE, 7., Mar. 15-19, 1976, Houston. Proceedings. [S.l.: .n.], 1976. p. 2309-2333.

NEVES, S. P.; GUIMARÃES, I. P.; SILVA FILHO, A. F. da. Evidências de intrusões múltiplas do plutão de zonação inversa Santa Cruz do Capibaribe, Pernambuco, NE Brasil, In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, 1-6 set. 1996, Salvador. Anais... Salvador: SBG Núcleo Bahia-Sergipe, 1996. v. 6. p. 449-455.

NEVES, S. P. et al. Age, provenance and metamorphism of the Surubim complex (eastern Borborema province, NE Brazil): a LA-ICP-MS study. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 10. ; SIMPÓSIO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DO MERCOSUL, 2., 30 out. a 04 nov. 2005, Praia de Porto de Galinhas, PE. **Anais:** geoquímica e multidisciplinaridade a serviço da sociedade. Praia de Porto de Galinhas, PE: SBGq, 2005. 1 CD-ROM.

NEVES, S. P. et al. Zircon Pb-Pb geochronology of the Caruaru area, northeastern Brazil: temporal constraints on the Proterozoic evolution of Borborema province. *International Geology Review*, Silver Spring, MD, v. 46, n. 1, p. 52-63, 2004.

NEVES, S. P.; ALCANTARA, V. C. Geochemistry of orthogneisses and metasedimentary rocks across a proposed terrane boundary in the Central Domain of Borborema province, NE Brazil: geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, Amsterdam, v. 29, n. 2, p. 498-511, Mar. 2010.

- NEVES, S. P.; VAUCHEZ, A. Magma emplacement and shear zone nucleation and development in northeast Brazil (Fazenda Nova and Pernambuco Shear zones, state of Pernambuco). **Journal of South American Earth Sciences**, Amsterdam, v. 8, n. 3-4, p. 289-298, 1995.
- NEVES, S. P. et al. U–Pb ages of plutonic and metaplutonic rocks in southern Borborema province (NE Brazil): timing of Brasiliano deformation and magmatism. *Journal of South American Earth Sciences*, Amsterdam, v. 25, n. 3, p. 285–297, May 2008.
- NEVES, S. P.; MARIANO, G., Assessing the tectonic significance of a large-scale transcurrent shear zone system: the Pernambuco lineament, northeastern Brazil. **Journal of Structural Geology**, Amsterdam, v. 21, n. 10, p. 1369–1383, Oct. 1999.
- NEVES, S. P.; SILVA, J. M. R.; MARIANO, G. **Oblique lineations in orthogneisses and supracrustal rocks: vertical partitioning of strain in a hot crust (eastern Borborema province, NE Brazil)**. *Journal of Structural Geology*, Amsterdam, v. 27, n. 8, p. 1513–1527, Aug. 2005.
- NEVES, S. P. et al. The age distributions of detrital zircons in metasedimentary sequences in eastern Borborema province (NE Brazil): evidence for intracontinental sedimentation and orogenesis?. *Precambrian Research*, Amsterdam, v. 175, n. 1-4, p. 187-205, Dec. 2009.
- NEVES, S. P.; VAUCHEZ, A.; FERAUD, G. Tectono-thermal evolution, magma emplacement, and shear zone development in the Caruaru area (Borborema province, NE Brazil). **Precambrian Research**, Amsterdam, v. 99, n. 1-2, p. 1-32, Jan. 2000.
- NEVES, S. P. et al. Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in the East Pernambuco belt (Borborema province, NE Brazil): implications for western Gondwana assembly. *Precambrian Research*, Amsterdam, v. 149, n. 3-4, p. 197-216, Sep. 2006.
- NEVES, S. P. Proterozoic history of the Borborema province (NE Brazil): correlations with neighboring cratons and Pan-African belts, and implications for the evolution of western Gondwana. *Tectonics*, Washington, v. 22, n. 4, p. 1031, Aug. 2003.
- OLIVEIRA, R. G. Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo cenozóico da província Borborema e de sua margem continental (nordeste do Brasil). 2008. 411 p. Tese (Doutorado em Geodinâmica e Geofísica) - Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2008.
- PASSCHIER, C. W. Monoclinic model shear zones. *Journal of Structural Geology*, New York, v. 20, n. 8, p. 1121-1137, Aug. 1998.
- PASSCHIER, C. W.; TROUW, R. A. J. **Microtectonics**. 2. ed. Berlin: Springer-Verlag, 2005. 366p.
- PEARCE, J. A.; NORRY, M. J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Berlin, v. 69, p. 33- 47, 1979.
- PEARCE, J. A.; CANN, J. R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace Elements analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, Amsterdam, v. 19, n. 2, p. 290-300, Jun. 1973.
- PEARCE, J. A. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, Ottawa, v. 19, n. 4, p. 120-125, 1996.
- PEARCE, T. H.; HARRIS, N. B. W.; TINDLE, A. D. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. **Journal of Petrology**, Oxford, v. 25, n. 4, p. 956–983, Nov. 1984.
- PECCERILLO, A.; TAYLOR, S. R. Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, Berlin, v. 58, p. 63–81, 1976.
- PESSOA, R. J. R. Mecanismos de alojamento e construção do batólito granítico neoproterozóico de Tavares, estado da Paraíba, nordeste do Brasil. 2001. 204p. Tese (Doutorado) - Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2001.
- PETTIJOHN, F. J. Sedimentary rocks. New York: Harper, 1957. 718p.
- RAMSAY, J. G.; HUBER M, I. The techniques of modern structural geology: folds and fractures. London: Academic Press, 1987. v.2, 700 p.
- RODRIGUES, S. W. O. Evolução estrutural e geocronológica da Província Borborema na região de Campina Grande (PB). 2008. 178p. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.
- RUDNICK, R. L. Restites, Eu anomalies and the lower continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Amsterdam, v. 56, n. 3, p. 963-970, Mar. 1992.
- SÁ, E. F. Jardim de et al. Geochronology of metaplutonics and the evolution of supracrustal belts in the Borborema province, NE Brazil. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7., 6-13 nov. 1988, Belém. Anais... Belém: SBG Núcleo Norte, 1988. 617 p. p. 49-62.
- SÁ, E. F. Jardim de. A faixa Seridó (província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira/Pan-Africana. 1994. 803 p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1994.
- SÁ, E. F. Jardim de et al. Terrenos proterozóicos na província Borborema e a margem norte do cráton São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 22, n. 4, p. 472-480, dez.1992.
- SÁ, J. M. et al. Geochemistry and geochronology of pre-cambrian rocks from eastern part of the Transversal zone, Borborema province, northeast

Brazil. Journal of South American Earth Sciences, Amsterdam, v. 14, n. 8, p. 851-866, 2002.

SÁ, J. M.; LETERRIER, J. M.; SILVA, E. R. Augen gnaisses vs augen gnaisses da Faixa Jaguaribeana, NE Brasil: estratigrafia, geoquímica e idades U-Pb. In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 17., 16-19 nov. 1997, Fortaleza. Resumos expandidos. Fortaleza: SBG. Núcleo Nordeste, 1997. p. 113-1176. (Boletim Núcleo Nordeste da SBG, 15).

SALES, A. O. Caracterização petrográfica, metamórfica e geoquímica das rochas proterozóicas da faixa Pajeú-Paraíba (região de Afogados da Ingazeira, PE). 1997. 166 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 1997.

SAMPAIO, J. A.; ALMEIDA, S. L. M. Calcário e dolomito In: LUZ, A. B.; LINS, F. A. F. (Ed.) **Rochas e minerais industriais: usos e aplicações**. Rio de Janeiro: CETEM, 2005. p. 217-230.

SANTOS E. J. dos; MENDES, V. A. Considerações sobre o lutonismo granítico policíclico da região de Santa Cruz do Capibaribe e Fazenda Nova (PE). In CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982, Salvador. Anais... Salvador: SBG Núcleo Bahia, 1982. p.: 514-519.

SANTOS, E. J. dos. O Modelo e evolução pré-cambriana da região de Arco Verde, Pernambuco. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8., 1977, Campina Grande. Atas... Campina Grande: SBG, 1977. p.225-245. (Boletim Núcleo Nordeste da SBG, 6).

SANTOS, E. J. dos O complexo granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), província Borborema. 1995. 220 p. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.

SANTOS, E. J. dos; FERREIRA, C. A.; SILVA JÚNIOR, J. M. F. da (Org.). **Geologia e recursos minerais do estado da Paraíba**: texto explicativo dos mapas geológico e de recursos minerais do estado da Paraíba. Recife: CPRM, 2002. 142 p. Escala 1:500.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.

SANTOS, E. J. dos; NUTMAN, A. P.; NEVES, B. B. de Brito. Idades SHRIMP U-Pb do complexo Sertânia: implicações sobre a evolução tectônica da zona Transversal, província Borborema. **Geologia USP: Série Científica**, São Paulo, v. 4, p. 1-12, 2004.

SANTOS, E. J. dos; NEVES, B. B. de Brito. Província Borborema. In: ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. O pré-cambriano do Brasil. São Paulo: Edgard Blucher, 1984. p.123-186.

SANTOS, E. J. dos; MEDEIROS, W. C. Constraints from granitic plutonism on proterozoical crust growth of the zone Transversal domain Borborema province, NE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 29, n. 1, p. 73-84, jan. 1999.

SANTOS, E. J. dos. Síntese da geologia do pré-cambriano da folha Arcoverde, nordeste do Brasil:

relatório preliminar sobre o levantamento geológico da folha Arcoverde, escala 1:250.000. Recife: SUDENE, 1971.33p.

SHAND, S. J. The eruptive rocks. New York: Wiley, 1927. 51 p.

Schobbenhaus, C. et al. (Org.) Geologia do Brasil: texto explicativo do mapa geológico do Brasil incluindo depósitos minerais escala 1: 2.500.000. Brasília: DNPM, 1984. 501p.

SIAL, A. N.; MENOR, E. A. Contribuição à geologia da meia quadrícula sul de Taquaritinga do Norte, PE: relatório final. Recife: CNPq, 1969. 22p.

SIAL, A. N. Granite-types of northeast Brazil: current knowledge. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 16, n. 1, p.54-72, mar. 1986.

SILVA, F. M. J. V. da. **Geologia de uma área a norte de Alcantil, PB**. 2007. 65 p. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) - Centro de Tecnologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2007.

SILVA, J. M. R.; MARIANO, G; NEVES, S. P. Termobarometria das rochas metapelíticas da parte leste da zona Transversal: região de Surubim e Alcantil, província Borborema, NE do Brasil. In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 21., 13-15 nov. 2005, Recife. **Boletim de resumos expandidos: a geologia e a sociedade**. Recife: SBG Núcleo Nordeste, 2005. p. 103-106. (Boletim Núcleo Nordeste da SBG, 19).

SILVA, J. M. R.; MARIANO, G. Geometry and kinematics of the Afogados da Ingazeira shear zone, northeast Brazil. **International Geology Review**, Silver Spring, MD, v. 42, p. 86-95, 2000.

SILVA, L. C. da et al. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-PB SHRIMP, Parte III: províncias Borborema, Mantiqueira meridional e Rio Negro-Juruena. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 32, n. 4, p. 529-544, dez. 2002.

SOUZA, Z. S. et al. Eletron microprobe dating of monazite from high-T shear zones in the São José do Campestre massif, NE Brazil. *Gondwana Research*, Amsterdam, v. 9, n. 4, p. 441-455, Jun. 2006.

STRECKEISEN, A. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, Amsterdam, v. 12, n. 1, p. 1-33, Mar. 1976.

SUN, S. S.; McDOOUGH, W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. **The Geological Society. Special Publications**, London, v. 42, p. 313-345, 1989.

THOMPSON, R. N. Geochemistry and magma genesis. In: SUTHERLAND, D. S. (Ed.). **Igneous rocks from the British Isles**. Chichester: Wiley, 1982. p. 461-477.

VAN SCHMUS, W. R. et al. U-Pb and Sm-Nd geochronologic studies of the eastern Borborema province, northeast Brazil: initial conclusions. **Journal**

of South American Earth Sciences, Amsterdam, v. 8, n. 3-4, p. 267-288, Jul./Oct. 1995.

VAUCHEZ, A.; EGYDIO-SILVA, M. Termination of a continental-scale strike-slip fault in partially melted crust: the West Pernambuco shear zone, northeast Brazil. **Geology**, Boulder, v. 20, p. 1007-1010, 1992.

VAUCHEZ, A. et al. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, Amsterdam, v. 8, n. 3-4, p. 247-266, Jul./Oct. 1995.

WANDERLEY, A. A. (Org.). **Monteiro, folha SB.24-Z-D-IV, estados de Pernambuco e Paraíba**: texto explicativo. Brasília: DNPM; CPRM, 1990. 100 p. Escala 1:100.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.

WANDERLEY, A. A. Patos, folha SB.24-Z-D. Recife: CPRM, 1983. 2 v. Escala 1:250.000. Projeto

Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais.

WEINBERG, R. F.; SIAL, A. N.; PESSOA, R. R. Magma flow within the Tavares pluton Northeastern Brazil: compositional and thermal composition. *Geological Society of America Bulletin*, Boulder, CO, v. 113, n. 4, p. 508-520, Apr. 2001.

WILLIAMS, I. S.; CLAESSEON, S. Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from Seve Nappes, Scandinavian Caledonides: II. Ion microprobe zircon U-Th-Pb. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, Berlin, v. 97, p. 205-217, 1987.

WILSON, M. *Igneous petrogenesis*. London: Unwin Hyman, 1989. 466p.

A elaboração do mapa geológico e recursos minerais da Folha Santa Cruz do Capibaribe, na escala 1:100.000, resulta de uma ação do Serviço Geológico do Brasil – CPRM, empresa pública vinculada à Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral, do Ministério de Minas e Energia.

O projeto foi executado pela Superintendência Regional de Recife do Serviço Geológico do Brasil – CPRM, dentro das diretrizes do Programa Geologia do Brasil.

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

Esse produto deverá auxiliar o governo do estado e órgãos de planejamento, no estabelecimento de políticas públicas de desenvolvimento regional, na medida em que servirão de base para estudos de prospecção e exploração mineral e na adoção de ações estratégicas que visem o desenvolvimento econômico-social.

Nesse contexto, o conhecimento geológico sistematizado pelo Serviço Geológico do Brasil – CPRM também passa a ser considerado como fonte primordial de informação do meio físico e requisitado para os estudos de zoneamento ecológicoeconômico e de gestão ambiental.

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA SANTA CRUZ DO CAPIBARIBE SB.24-Z-D-VI

Escala: 1:100.000

ESTADOS DA PARAÍBA E PERNAMBUCO



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