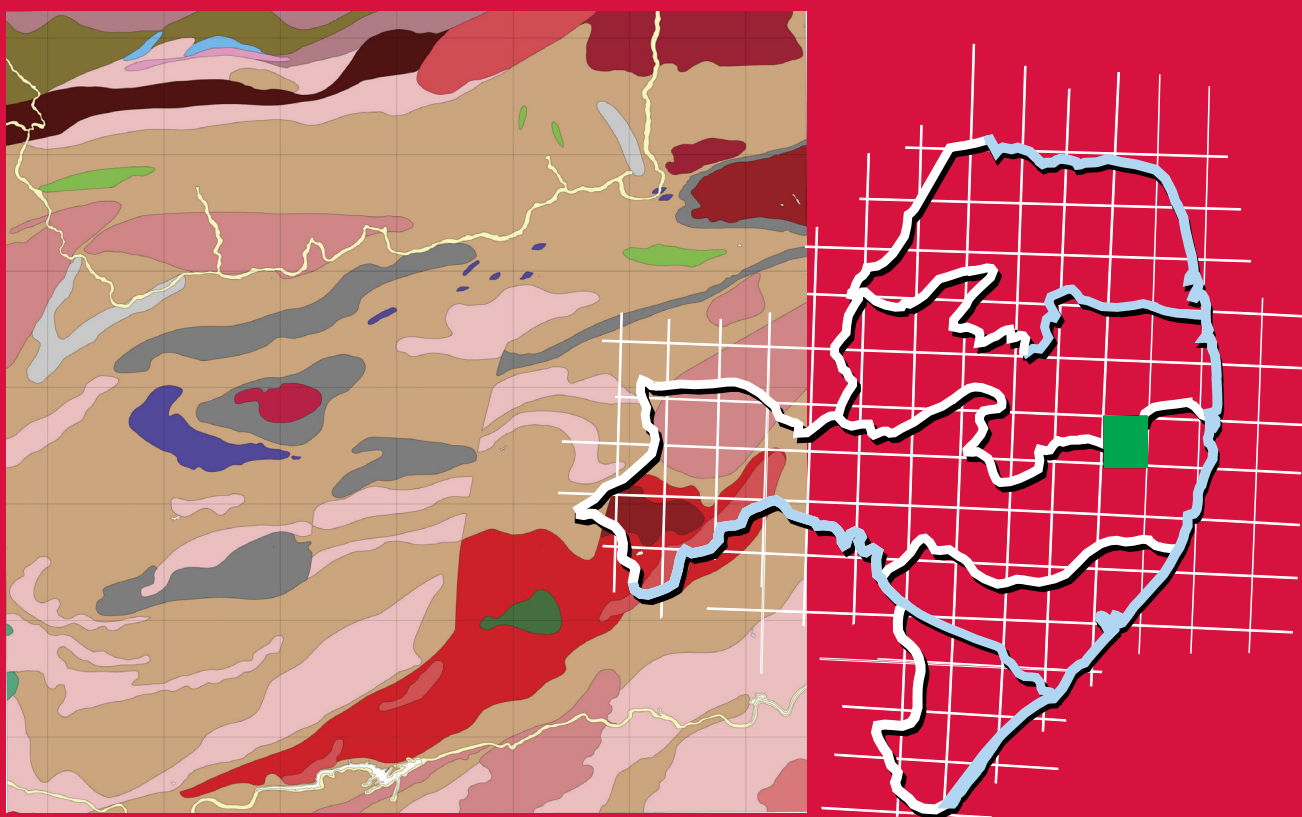


Programa Geologia do Brasil
Levantamentos Geológicos Básicos

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS

DA FOLHA SURUBIM*

SB.25-Y-C-IV



Escala: 1:100.000
2017

* PARCERIA COM A UNIVERSIDADE FEDERAL DE
PERNAMBUCO – UFPE

 **CPRM**
Serviço Geológico do Brasil

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

Programa Geologia do Brasil

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA
FOLHA SURUBIM*
SB.25-Y-C-IV

Escala 1:100.000

ESTADOS DE PERNAMBUCO E PARAÍBA

Sérgio Pacheco Neves

Gorki Mariano

José Maurício Rangel da Silva

* Parceria com



Contrato Nº 060/PR/2008



CPRM
Serviço Geológico do Brasil

Recife
2017

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

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

N511g Neves, Sérgio Pacheco
Geologia e recursos minerais da Folha Surubim SC.25-Y-C-IV Escala 1:100.000.
Estados de Pernambuco e da Paraíba / Sérgio Pacheco Neves, Gorki Mariano e José
Mauricio Rangel da Silva. - Recife: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2017.
96 p. il. Color + mapas

ISBN 978-85-7499-318-8

Programa Geologia do Brasil - PGB. Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.
Parceria com a Universidade Federal de Pernambuco Contrato 060/PR/2008
ISBN 978-85-7499-318-8

1.Geologia Regional 2. Mapeamento Geológico. 3. SIG 4. Brasil. 5. Pernambuco.
6. Paraíba. I. Mariano, Gorki. II. Silva, José Mauricio Rangel da. III. Títul

CDD 558.134

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

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

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM

DIRETORIA DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE RECIFE

Programa Geologia do Brasil

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA SURUBIM

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA

Fernando Coelho Filho
Ministro de Estado

SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL

Vicente Lôbo
Secretário

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL - CPRM

Eduardo Jorge Ledsham
Diretor-Presidente

José Carlos Garcia Ferreira

Diretor de Geologia e Recursos Minerais

Stênio Petrovich Pereira

Diretor de Hidrologia e Gestão Territorial

Esteves Pedro Colnago

Diretor de Relações Institucionais e Desenvolvimento

José Carlos Garcia Ferreira (interino)

Diretor de Administração e Finanças

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

Patricia Durringer Jacques

Chefe da Divisão de Geoprocessamento

Marília Santos Salinas do Rosário

Chefe da Divisão de Cartografia

SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE RECIFE

Sérgio Maurício Coutinho C. de Oliveira

Superintendente Regional

Ana Claudia Aguiar Accioly

Gerente de Geologia e Recursos Minerais

Douglas Silva Luna

Gerente de Relações Institucionais e Desenvolvimento

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO

Reitor

Anísio Brasileiro de Freitas Dourado

Chefe do Departamento de Geologia

Lucia Maria Mafra Valença

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 SURUBIM

CRÉDITOS DE AUTORIA DO RELATÓRIO

Capítulo 1 - Introdução

Sérgio Pacheco Neves

Capítulo 2 – Contexto Geológico Regional

Sérgio Pacheco Neves

Capítulo 3 – Unidades Estratigráficas

Sérgio Pacheco Neves

Capítulo 4 – Petrologia e Metamorfismo

José Maurício Rangel da Silva

Sérgio Pacheco Neves

Gorki Mariano

Capítulo 5 - Litogeoquímica

Sérgio Pacheco Neves

Gorki Mariano

Capítulo 6 – Geocronologia

Sérgio Pacheco Neves

Capítulo 7 - Geologia Estrutural e Tectônica

Sérgio Pacheco Neves

José Maurício Rangel da Silva

Capítulo 8 - Recursos Minerais

Gorki Mariano

Capítulo 9 – Conclusões e Recomendações

Sérgio Pacheco Neves

Gorki Mariano

APOIO TÉCNICO DA CPRM

Adeilson Alves Wanderley

Edilton José dos Santos

José Wilson de Castro Temoteo

Patrícia Duringer Jacques

Reginaldo Alves dos Santos

Vladimir Cruz de Medeiros

Responsável pelo Contrato 059/PR/2008

Luiz Carlos da Silva

Coordenação de Revisão Bibliográfica

Roberta Pereira da Silva de Paula

Organização, Preparo e Controle da Editoração Final

Alan Düssel Schiros

Washington José Ferreira Santos

Editoração para publicação
UNIKA Editora

EDIÇÃO DO PRODUTO FINAL

Diretoria de Relações Institucionais e Desenvolvimento
Departamento de Relações Institucionais e Divulgação-DERID - José Márcio Henrique Soares (interino)
Divisão de Marketing e Divulgação-DIMARK - José Márcio Henrique Soares
Divisão de Geoprocessamento-DIGEOP-
João Henrique Gonçalves-SIG/GEOBANK

APRESENTAÇÃO

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

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

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

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

Esse volume contém a Nota Explicativa da Folha Surubim (SB-25-Y-C-IV), juntamente com o Mapa Geológico na escala 1:100.000 em ambiente SIG, executado pela UFPE, através do Contrato CPRM-UFPE No.060/PR/08.

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

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

RESUMO

No contexto geológico regional, a Folha Surubim (SB.25-Y-C-IV) está inserida no Domínio Central (ou Zona Transversal) da Província Borborema. Ela compreende: (a) um embasamento gnáissico paleoproterozóico formado predominantemente por ortognaisses bandados e hornblenda biotita gnaisses; (b) ortognaisses graníticos e metanortositos derivados de intrusões tardi-paleoproterozóicas a cedo-mesoproterozóicas com assinatura geoquímica intraplaca; (c) sequências supracrustais atribuídas a dois complexos (Sertânia, no extremo noroeste, e Surubim-Caroalina, no restante da folha); (d) ortogneisse granítico toniano; (e) plútons brasileiros (Timbaúba, Bom Jardim, Toritama, Aroeiras e Inácio Pereira).

Dados geocronológicos indicam idades entre 1,98 e 2,13 Ga para o embasamento gnáissico. Datação de zircões detríticos e dados litogeoquímicos mostram que este embasamento foi uma fonte importante para o protólito das rochas metassedimentares. A idade do zircão detrítico mais jovem no Complexo Surubim-Caroalina implica em uma idade máxima de deposição de 642 Ma. Uma idade de 623 Ma obtida em um sobrecrecimento em zircão é interpretada como correspondendo ao pico do metamorfismo regional (zona da sillimanita, com anatexia local). As idades de 618 Ma e 616 Ma dos plútons Inácio Pereira e Timbaúba, respectivamente, mostram que sua intrusão foi cedo- a sinorogênica.

Do ponto de vista estrutural, tanto os ortognaisses quanto as rochas metassedimentares apresentam uma foliação de baixo ângulo, com numerosos critérios de cisalhamento nestas últimas indicando transporte tectônico para WNW. A foliação regional é afetada por dobras invertidas e normais e cortada por zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais e sinistras com até algumas dezenas de quilômetros de comprimento. Os milonitos produzidos durante o regime transcorrente apresentam feições microestruturais e associações minerais que indicam deformação predominantemente sob condições de temperatura moderada, condizentes com condições metamórficas correspondentes à fácies anfibolito baixo ou xisto-verde alto. A idade de 592 Ma do plúton Bom Jardim é interpretada como correspondente ao início do desenvolvimento das transcorrências.

As atividades minerais mais importantes na área da Folha Surubim são a extração de mármore para utilização como corretivo de solo e a exploração de uma das fácies do plúton Bom Jardim como rocha ornamental, comercialmente conhecido como Marrom Imperial. Adiciona-se à economia da região a exploração de aparelhos turísticos já consagrados, como a vaquejada de Surubim e as águas térmicas mineralizadas de Salgadinho.

ABSTRACT

At the regional geological context, the Surubim topographic sheet SB.25-Y-C-IV is inserted in the Central Domain (or Zona Transversal) of the Borborema Province. It comprises: (a) a gneissic basement composed dominantly by banded orthogneiss and hornblende biotite gneisses; (b) late Paleoproterozoic to early Mesoproterozoic granitic orthogneisses and meta-anorthosites with intraplate geochemical signature; (c) supracrustal sequences assigned to two complexes (Sertânia in the far northwest, and Surubim-Caroalina in the remainder of the sheet); (d) a granitic orthogneiss of Tonian age; (e) Brasiliano plutons (Timbaúba, Bom Jardim, Toritama, Aroeiras and Inácio Pereira).

Geochronological data indicate ages between 1.98 and 2.13 Ga for the gneissic basement. Dating of detrital zircons and lithochemical data show that this basement was an important source for the protolith of the metasedimentary rocks. The age of the youngest detrital zircon in the Surubim-Caroalina Complex implies a maximum age of deposition of 642 Ma. An age of 623 Ma obtained in a zircon overgrowth is interpreted as corresponding to the peak of regional metamorphism (sillimanite zone, with local anatexis). The ages of 618 Ma and 616 Ma of the Inácio Pereira e Timbaúba plutons, respectively, show that their intrusion was early to synorogenic.

From a structural standpoint, both orthogneisses and metasedimentary rocks have a flat-lying foliation. Numerous kinematic shear criteria in the latter indicate top-to-the-WNW sense of shear. The regional foliation is affected by reverse and normal folds and cut by dextral and sinistral transcurrent shear zones whose lengths are up to several tens of kilometers. Mylonites produced during strike-slip shearing have microstructural characteristics and mineral assemblages suggestive of deformation dominantly under moderate temperature conditions, consistent with lower amphibolite facies to upper greenschist facies metamorphic conditions. The age of 592 Ma of the Bom Jardim pluton is interpreted as dating the beginning of development of the transcurrent shear zones.

The most important mineral activities in the area of the Surubim sheet are the extraction of marble for use as soil corrective and the exploitation of one facies of the Bom Jardim pluton as ornamental stone, commercially known as Marrom Imperial. Additionally, the economy of the region has a tourism industry characterized by the vaquejada at the city of Surubim and the thermal mineralized groundwater of the town of Salgado.

SUMÁRIO

1 – INTRODUÇÃO.....	17
1.1 - OBJETIVOS E LOCALIZAÇÃO	17
1.2 - CLIMA E FISIOGRAFIA	17
1.3 - ASPECTOS SÓCIO-ECONÔMICOS	17
2 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	19
3 – UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS.....	23
3.1 - EMBASAMENTO PALEOPROTEROZÓICO	23
3.1.1 - Complexo Floresta (PP2fl)	23
3.1.2 - Complexo Vertentes (PP2ve)	23
3.1.3 - Complexo Salgadinho (PP2sg)	23
3.1.4 - Ortognaisse Mata Virgem (PP3gmv)	24
3.2 - MAGMATISMO INTRAPLACA PALEOPROTEROZÓICO A MESOPROTEROZÓICO	24
3.2.1 - Complexo Gabro-anortosítico de Passira (PP4dpa).....	24
3.2.2 - Ortognaisse Taquaritinga (MP1g4t)	24
3.3 - SEQUÊNCIAS METASSEDIMENTARES.....	24
3.3.1 - Complexo Sertânia (PP3se)	24
3.3.2 - Complexo Surubim-Caroalina (NP23sc)	26
3.4 - MAGMATISMO NEOPROTEROZÓICO.....	26
3.4.1 - Ortognaisse Pinhões (NP1gph).....	26
3.4.2 - Ortognaisse Mata Limpa (NPgml)	26
3.4.3 - Suite Intrusiva Conceição: Plúton Timbaúba (NP3g2c4).....	27
3.4.4 - Suite Intrusiva Itaporanga: Plúton Inácio Pereira (NP3g2it51)	28
3.4.5 - Suite Intrusiva Terra Nova: Complexo Bom Jardim (NP3g3tn5) e Plúton Toritama (NP3g3tn4)	28
3.4.6 - Suite Intrusiva Itaporanga: Plúton Aroeiras (NP3g2it35)	29
4 – PETROGRAFIA E METAMORFISMO.....	31
4.1 - EMBASAMENTO PALEOPROTEROZÓICO	31
4.1.1 - Complexo Vertentes (PP2ve)	31
4.1.2 - Complexo Salgadinho (PP2sg)	31
4.1.3 - Ortognaisse Mata Virgem (PP3gmv)	33
4.2 - MAGMATISMO INTRAPLACA PALEO A MESOPROTEROZÓICO	33
4.2.1 - Complexo Gabro-anortosítico de Passira (PP4dpa).....	33
4.2.2 - Ortognaisse Taquaritinga (MP1gst).....	34
4.3 - SEQUÊNCIAS METASSEDIMENTARES.....	35
4.3.1 - Complexo Sertânia (PP3se)	35
4.3.2 - Complexo Surubim-Caroalina (NP23sc)	35
4.4 - MAGMATISMO NEOPROTEROZÓICO.....	38
4.4.1 - Ortognaisse Pinhões (NP1gph).....	38
4.4.2 - Ortognaisse Mata Limpa (NPgml)	39
4.4.3 - Suite Intrusiva Conceição: Plúton Timbaúba (NP3g2c4).....	39

4.4.4 - Suite Intrusiva Itaporanga: Plúton Inácio Pereira (NP3g2it51)	40
4.4.5 - Suite Intrusiva Terra Nova: Complexo Bom Jardim (NP3g3tn5) e Plúton Toritama (NP3g3tn4)	41
4.4.6 - Suite Intrusiva Itaporanga: Plúton Aroeiras (NP3g2it35)	44
4.5 - METAMORFISMO	44
5 – LITOGEOQUÍMICA.....	47
5.1 - EMBASAMENTO PALEOPROTEROZÓICO	47
5.1.1 - Complexo Vertentes (PP2ve)	47
5.1.2 - Complexo Salgadinho (PP2sg)	47
5.1.3 - Ortognaisse Mata Virgem (PP3gmv)	47
5.2 - MAGMATISMO INTRAPLACA PALEO A MESOPROTEROZÓICO	47
5.2.1 - Complexo Gabro -Anortosítico de Passira (PP4dpa).....	47
5.2.2 - Ortognaisse Taquaritinga (MP1gst).....	47
5.3 - SEQUÊNCIAS METASSEDIMENTARES.....	49
5.4 - MAGMATISMO NEOPROTEROZÓICO.....	54
5.4.1 - Ortognaises Pinhões (NP1gph) e Mata Limpa (NPgml)	54
5.4.2 - Suite Intrusiva Conceição (plúton Timbaúba, NP3g2c4) e Suite Intrusiva Itaporanga (plúton Inácio Pereira, NP3g2it51)	56
5.4.3 - Complexo Bom Jardim (NP3g3tn5) e Plúton Toritama (NP3g3tn4).....	60
6 – GEOCRONOLOGIA	67
6.1 - EMBASAMENTO PALEOPROTEROZÓICO	67
6.1.1 - Complexo Vertentes (PP2ve)	67
6.1.2 - Complexo Salgadinho (PP2sg)	69
6.1.3 - Ortognaisse Mata Virgem (PP3gmv)	69
6.2 - MAGMATISMO INTRAPLACA PALEO- A MESOPROTEROZÓICO	69
6.3 - SEQUÊNCIAS METASSEDIMENTARES.....	72
6.4 - MAGMATISMO NEOPROTEROZÓICO E ZONAS DE CISALHAMENTO	72
6.4.1 - Ortognaisse Pinhões (NP1gph).....	72
6.4.2 - Suite Intrusiva Conceição (plúton Timbaúba, NP3g2c4) e Suite Intrusiva Itaporanga (plúton Inácio Pereira, NP3g2it51)	72
6.4.3 - Complexo Bom Jardim (NP3g3tn5), Plúton Toritama (NP3g3tn4) e zonas de cisalhamento associadas	73
6.4.4 - Zona de Cisalhamento Coxixola.....	73
7 – GEOLOGIA ESTRUTURAL E TECTÔNICA.....	75
7.1 - INTRODUÇÃO.....	75
7.2 - TECTÔNICA DE BAIXO ÂNGULO	76
7.2.1 - Foliação/bandamento principal (Sp)	76
7.2.2 - Dobramentos associados ao bandamento principal	80
7.2.3 - Dobras pós-F2.....	82
7.3 - TECTÔNICA TRANSCORRENTE	83
7.4 - PLUTONISMO BRASILIANO	83
7.5 - TECTÔNICA RÚPTIL.....	84
7.6 - EVOLUÇÃO TECTÔNICA.....	84

8 – RECURSOS MINERAIS	89
8.1 - MÁRMORE	89
8.2 - ROCHAS ORNAMENTAIS	90
8.3 - OUTROS BENS MINERAIS	90
9 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	91
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	93

**GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS
DA FOLHA SURUBIM - SB-25.Y-C-IV**

**ESTADOS DE PERNAMBUCO
E PARAÍBA**

1 – INTRODUÇÃO

1.1 - OBJETIVOS E LOCALIZAÇÃO

Esta nota explicativa apresenta uma síntese das informações coletadas durante o levantamento geológico da Folha Surubim (SB.25-Y-C-IV), realizado através de um contrato celebrado entre o Ministério das Minas e Energia/Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais-Serviço Geológico do Brasil (MME/CPRM) e a Universidade Federal de Pernambuco (UFPE). Ele está inserido no âmbito do PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL (PGB), cujo objetivo é a retomada da cartografia geológica básica do território nacional. Para a elaboração do presente texto e do correspondente mapa geológico foram realizadas as seguintes atividades: compilação das informações disponíveis na literatura; interpretação de fotografias aéreas, de imagens aerogeofísicas (gamaespectrometria e magnetometria) e de imagens de radar (*Shuttle Radar Topography Mission – SRTM*); trabalhos de campo; análises geoquímicas de amostras representativas dos diferentes litotipos presentes na área; datação pelo método U/Pb em zircão de amostras pertencentes a três diferentes unidades litoestratigráficas.

A Folha Surubim localiza-se no leste dos estados de Pernambuco e da Paraíba, sendo limitada pelas coordenadas 35°30' e 36°00' de longitude W.Greenwich e 7°30' e 8°00' de latitude S. Articula-se com as folhas Santa Cruz do Capibaribe, a oeste, Campina Grande, a norte, Caruaru, a sul e Limoeiro, a leste (Figura 1.1). A principal aglomeração urbana é a cidade de Surubim. Também estão inseridas na folha as sedes dos municípios de Passira, Salgadinho, João Alfredo, Bom Jardim, Vertentes, Orobó, Machados, Frei Miguelinho, Santa Maria do Cambucá, Vertente do Lério, Casinhas e Umburetama, no Estado de Pernambuco, e dos municípios de Umbuzeiro, Aroeiras, Natuba e Gado Bravo, no Estado da Paraíba. O acesso à área, a partir de Recife, é feito pela BR-408 até a cidade de Carpina e, em seguida, pela PE-090, que se estende numa direção aproximada leste-oeste e liga as cidades de Bom Jardim, Surubim e Vertentes. De Bom Jardim até Umbuzeiro, na Paraíba, o acesso é feito pela PE-088; a PB-102 leva às cidades de Gado Bravo e Aroeiras. O acesso para as cidades de Passira e Salgadinho é feito, a partir de Limoeiro, pela PE-095. A folha pode ser também acessada, a partir de João Pessoa, pela BR-230 até Campina Grande e, em seguida, pela BR-104 até o entroncamento com a PB-

102. Várias outras estradas estaduais e municipais, a maioria não pavimentadas, permitem fácil acesso à maior parte da área.

1.2 - CLIMA E FIOGRAFIA

A Folha Surubim localiza-se na região agreste, sendo caracterizada por clima quente e seco, tropical chuvoso. As altitudes da área variam de 200 a 750 m. As cotas mais elevadas, geralmente acima de 500 m, são encontradas na divisa entre os estados de Pernambuco e da Paraíba, formando serras com orientação E-W a WSW-ENE. O restante da área tem relevo ondulado a plano. Os principais rios presentes são o Paraíba e o Capibaribe.

1.3 - ASPECTOS SÓCIO-ECONÔMICOS

Os municípios que constituem a Folha Surubim têm sua economia alicerçada em comércio, pecuária, agricultura de pequeno porte, extração mineral e turismo. Atividades econômicas diversas além das mencionadas anteriormente ocorrem em alguns destes municípios. No município de Surubim ocorre anualmente, no segundo semestre, a tradicional vaquejada, que atrai inúmeros turistas do nordeste e de outras regiões do Brasil. O município de Passira é conhecido pela produção de renda, envolvendo em torno de cinco mil rendeiras. Em Vertente do Lério ocorre a exploração de mármore com fins de utilização como corretivo de solo. Vertente do Lério detém mais de 50% da reserva de mármore do Estado de Pernambuco, com valor estimado de 1,7 bilhões de toneladas. A empresa Calcário Renova Terra produz anualmente 95.550 toneladas de calcário ensacado e a granel, que é fornecido para vários estados das regiões Norte e Nordeste (Fonte: www.calcariorenovaterra.com.br).

No município de Bom Jardim a exploração de rochas ornamentais representa uma importante fonte de renda para a região. A rocha explorada é um álcali feldspato sienito de coloração marrom e textura grossa a porfirítica, que ocorre nas localidades de Pedra do Navio e Fazenda das Pedras. As rochas são exploradas pela empresas Minérios de Bom Jardim S.A. e Granitos Brasileiros S.A. As reservas medidas são em torno de 3 milhões de toneladas (Souza et al., 2008).

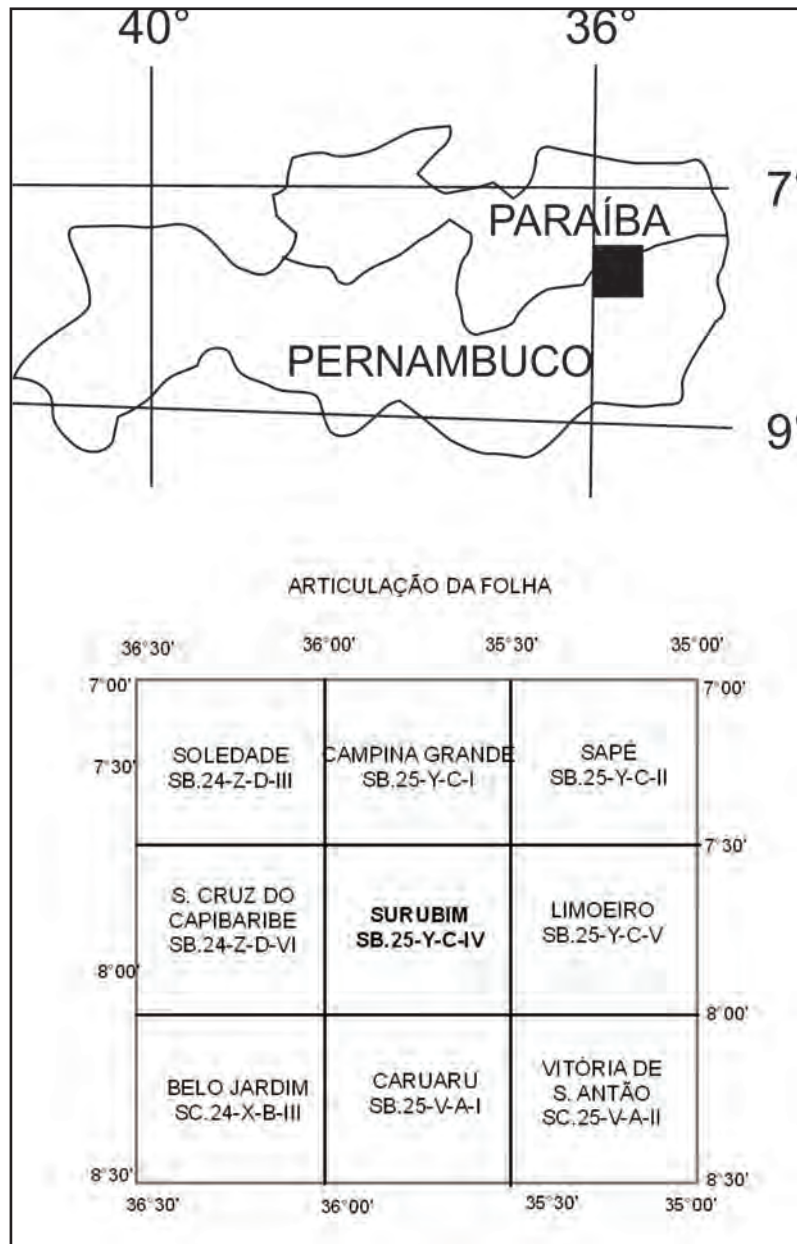


Figura 1.1 – Mapa de localização e articulação da Folha Surubim.

2 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

No contexto geológico regional, a Folha Surubim está localizada no Domínio Central da Província Borborema. Este domínio (também denominado Zona Transversal ou Domínio da Zona Transversal) é tradicionalmente separado dos domínios Sul e Norte pelos sistemas de zonas de cisalhamento Pernambuco e Patos, respectivamente (e.g., Van Schmus et al., 1995, 2008; Brito Neves et al., 2000; Neves, 2003) (Figura 2.1). A Província Borborema foi interpretada por alguns autores como uma colagem de terrenos tectonoestratigráficos (Santos, 1995; Santos e Medeiros, 1999). No Domínio Central, quatro terrenos foram propostos (de leste para oeste): Rio Capibaribe, Alto Moxotó, Alto Pajeú e Piancó-Alto Brígida. Neste modelo, boa parte da Folha Surubim está inserida no terreno Rio Capibaribe, com sua porção noroeste fazendo parte do terreno Alto Moxotó (Figura 2.1). Uma interpretação

diametralmente oposta é defendida por outros autores, os quais consideram a Província Borborema como parte de um orógeno maior formado em ambiente predominantemente intracontinental (Neves, 2003; Neves et al., 2004, 2006a). Em vista dessas discrepâncias, a terminologia de terrenos não será adotada neste trabalho.

A geologia do Domínio Central é representada por ortognaisses e sequências supracrustais agrupadas em diferentes complexos; numerosos plútons graníticos e sieníticos; zonas de cisalhamento transcorrentes, desenvolvendo expressivas faixas de milonitos; e uma cobertura sedimentar de idade fanerozóica, destacando-se a Bacia do Araripe (Gomes, 2001; Santos et al., 2002) (Figura 2.2). A maioria dos ortognaisses datados no Domínio Central forneceram idades U/Pb ou Pb-Pb em zircão

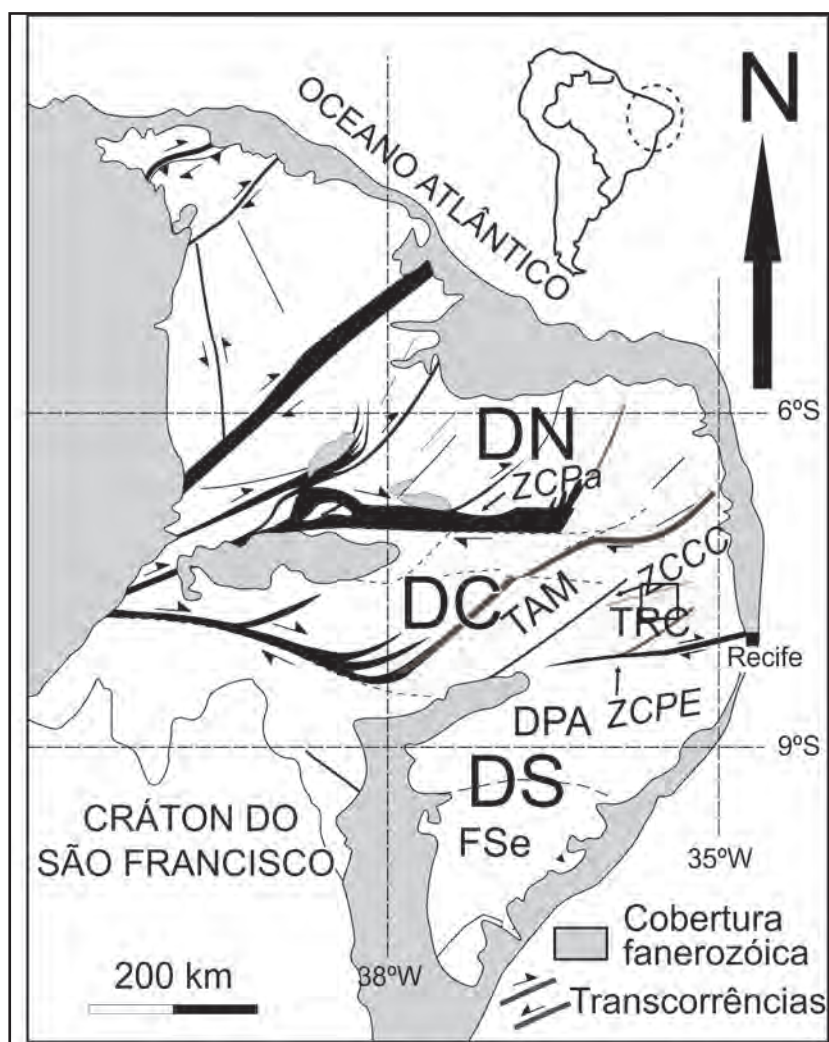


Figura 2.1 – Esboço geológico mostrando a divisão da Província Borborema nos domínios norte, central e sul (DN, DC e DS, respectivamente) e a subdivisão da porção sudeste nos terrenos Alto Moxotó (TAM) e Rio Capibaribe (TRC), Domínio Pernambuco-Alagoas (DPA) e Faixa Sergipana (FSe). Zonas de cisalhamento: ZCPa, Patos; ZCPE, Pernambuco leste; ZCPC, Pernambuco oeste; ZCCC, Congo-Cruzeiro do Nordeste. O quadrado mostra a localização da Folha Surubim.

no intervalo 2,2-2,0 Ga (Santos, 1995; Van Schmus et al., 1995; Brito Neves et al., 2001a, 2001b; Kozuch, 2003; Neves et al., 2004, 2006a; Santos et al., 2010; Van Schmus et al., 2011). Ortognaisses graníticos, metagabros e meta-anortositos com idades entre 1,7 e 1,5 Ga também foram encontrados e são interpretados como plútons anorogênicos deformados (Accioly et al., 2000; Sá et al., 2002). Um terceiro grupo de ortognaisses, associado com metavulcânicas bimodais, é derivado de granitóides com idades entre 0,98 e 0,92 Ga (Brito Neves et al., 1995; Van Schmus et al., 1995, 2011; Leite et al., 2000; Santos et al., 2010; Guimarães et al., 2012). Alguns autores interpretam esses ortognaisses como intrusões sintectônicas alojadas durante um evento orogênico toniano, denominado Cariris Velhos (Brito Neves et al., 1995; Santos et al., 2010). Esta interpretação tem sido questionada por outros autores (Mariano et al., 2001; Neves, 2003; Guimarães e Brito Neves, 2004; Neves et al., 2006a; Guimarães et al., 2012), que consideram o evento Cariris Velhos como um episódio de rifteamento continental. De acordo com esta interpretação, a trama gnáissica teria sido desenvolvida posteriormente, durante o evento brasileiro. O recente estudo de Guimarães et al. (2012) demonstra claramente a afinidade geoquímica dos ortognaisses e rochas metamáficas com granitos tipo-A e basaltos toleíticos intraplacas, respectivamente, sendo, portanto, inconsistente com a hipótese de um ambiente orogênico durante a formação de seus protólitos.

Várias sequências supracrustais foram individualizadas no Domínio Central. O Grupo Cachoeirinha, a oeste, consiste de: (a) uma formação basal, composta por metapelitos, metagrauvacas e metavulcânicas bimodais deformadas na fácies xisto-verde, com idade de deposição compreendida entre 660 e 625 Ma (Van Schmus et al., 1995; Kozuch, 2003; Medeiros, 2004); e (b) uma formação

superior composta por metarenitos, mepelitos e metaconglomerados de baixo grau metamórfico, com idade de deposição inferior a 600 Ma (Medeiros, 2004). As metavulcânicas relacionadas ao evento Cariris Velhos foram agrupadas no Complexo Riacho Gravatá (Bittar et al., 2001; Medeiros, 2004). Neste complexo, foram também incluídas rochas metassedimentares (dominantemente clorita-muscovita xistos e muscovita-biotita xistos/paragnaisses) anteriormente atribuídas ao Complexo São Caetano (Medeiros, 2004). O metamorfismo no Complexo Riacho Gravatá varia da fácies xisto-verde alto a anfíbolito baixo.

As sequências supracrustais a leste do Complexo Riacho Gravatá são essencialmente metassedimentares, com uma reduzida contribuição vulcânica, e o grau metamórfico é mais elevado (fácies anfíbolito baixo a alto, eventualmente atingindo condições suficientes para promover anatexia). Uma ampla variedade litológica é observada, incluindo predominantemente granada (\pm sillimanita) biotita (\pm muscovita) xistos e paragnaisses pelíticos a semi-pelíticos, gnaisses psamíticos, quartzitos, mármore, rochas calcissilicáticas e anfíbolitos. Apesar da similaridade litológica, essas rochas são atribuídas a três complexos distintos: São Caetano, a oeste, Sertânia, em torno da cidade homônima, e Surubim-Caroalina, a leste (Gomes et al., 2001; Santos et al., 2002). Dados geocronológicos recentes em amostras atribuídas ao Complexo São Caetano apontam uma idade máxima de deposição de 806 Ma (Guimarães et al., 2012). Santos et al. (2004) sugeriram deposição paleoproterozóica para o Complexo Sertânia com base em datação de zircões em duas amostras, os quais forneceram idades entre 1950 e 2200 Ma. A deposição do Complexo Surubim-Caroalina deve ser inferior a 650 Ma, com base nas idades dos zircões detríticos mais jovens encontrados em amostras datadas por Neves et al. (2006a, 2009). A relação

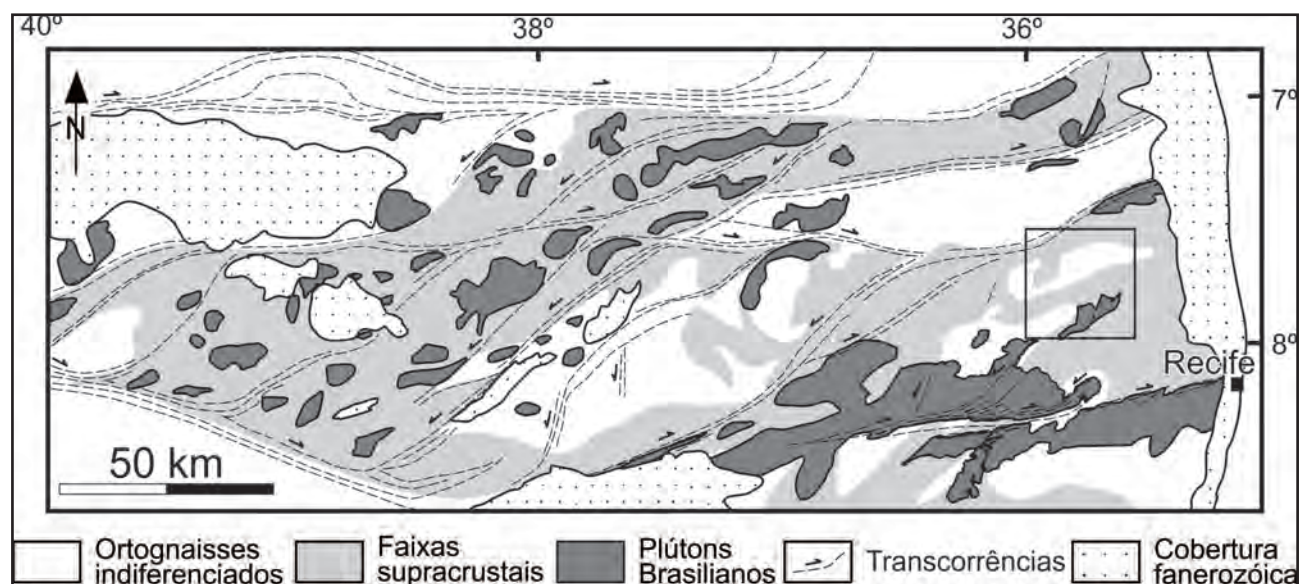


Figura 2.2 – Mapa geológico esquemático do Domínio Central da Província Borborema, mostrando os principais plútons e zonas de cisalhamento transcorrentes. O quadrado mostra a localização da Folha Surubim.

de contato entre estes dois últimos complexos e a definição se os mesmos constituem ou não unidades litoestratigráficas distintas ainda requerem detalhamento (Neves e Alcantara, 2010; Neves et al., 2009).

Outra unidade litológica adotada nos mapas geológicos dos estados de Pernambuco (Gomes, 2001) e da Paraíba (Santos et al., 2002) é o Complexo Vertentes, interpretado como de origem vulcanossedimentar, para o qual uma idade mesoproterozóica foi admitida (Gomes, 2001; Santos et al., 2002). Estudos posteriores mostraram que o Complexo Vertentes na localidade-tipo é composto, na realidade, por ortognaisses paleoproterozóicos, com os termos finamente bandados tendo sido confundidos como metaturbiditos (Neves et al., 2006a; Brasilino et al., 2008).

A principal feição estrutural do Domínio Central é um sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais, com direção E-W a ENE-WSW, e sinistrais, com direção NNE-SSW a NE-SW (Vauchez e Egydio-Silva, 1992; Neves e Vauchez, 1995; 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). Idades U-Pb e Pb-Pb de plútons espacialmente associados com as transcorrências restringem o principal período de movimentação nessas zonas de cisalhamento ao intervalo 590-570 Ma (Guimarães e Da Silva Filho, 1998; Almeida et al., 2002a, b; Guimarães et al., 2004; Archanjo e Fetter, 2004; Neves et al., 2004; Neves et al., 2006b, 2008; Archanjo et al., 2008), embora algumas delas possam ter continuado ativas (ou terem sido reativadas) até o início do Cambriano (Hollanda et al., 2010). As zonas de cisalhamento retrabalham uma foliação de baixo ângulo presente em ortognaisses e rochas supracrustais, com critérios cinemáticos indicando transporte tectônico para WNW nestas últimas (Medeiros, 2004; Santos et al., 2004; Neves et al., 2005, 2006a). A idade desse evento pré-transcorrente está sendo refinada, mas os dados disponíveis apontam para o intervalo 630-610 Ma (Medeiros, 2004; Guimarães et al., 2004; Neves et al., 2006b, 2009).

3 – UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

3.1 - EMBASAMENTO PALEOPROTEROZÓICO

Ortognaisses paleoproterozóicos atribuídos a quatro diferentes unidades são cartografados na Folha Surubim (complexos Floresta, Vertentes e Salgadinho, e Ortognaisse Mata Virgem), embora a distinção entre eles muitas vezes seja ambígua, como será discutido a seguir.

3.1.1 - Complexo Floresta (PP2fl)

O Complexo Floresta é constituído essencialmente por ortognaisses quartzo dioríticos, tonalíticos e granodioríticos, com biotita e/ou anfibólio. Uma idade U-Pb em zircão de 2,115 Ga foi obtida na localidade tipo (Santos, 1995). Na Folha Surubim, o Complexo Floresta ocupa apenas pequena porção no extremo norte, onde apresenta características similares ao Complexo Vertentes, descrito a seguir. 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 atribuído a este complexo.

3.1.2 - Complexo Vertentes (PP2ve)

O Complexo Vertentes foi definido originalmente como uma sequência metavulcanossedimentar de provável idade mesoproterozóica (Santos e Medeiros, 1999; Gomes, 2001; Santos et al., 2002). Gnaisses bandados aflorantes em torno da cidade de Vertentes foram interpretados como metaturbiditos, enquanto a maior incidência de rochas metavulcânicas ocorreria entre as cidades de Orobó e Umbuzeiro. 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 os protólitos tendo idades paleoproterozóicas (Sá et al., 2002; Neves et al., 2006a; ver capítulo 6). Com base nestes dados, Brasilino et al. (2008) redefiniram o Complexo Vertentes como uma unidade paleoproterozóica composta por ortognaisses bandados e granada-biotita-anfibólio gnaisses, aceção adotada no presente trabalho.

Na Folha Surubim, o Complexo Vertentes ocorre principalmente nas porções sudoeste e central. Na localidade tipo e em toda a área de exposição entre as cidades de Vertentes e Surubim, os ortognaisses apresentam bandamento regular, com bandas de espessura milimétrica a centimétrica (Figura 3.1a). As bandas mesocráticas têm granulação fina a média, coloração cinza-esverdeada escura e composição predominantemente quartzo diorítica a quartzo monzodiorítica, mas podendo evoluir até composições granodioríticas. Plagioclásio, hornblenda e biotita são os minerais

essenciais, com quartzo e feldspato potássico ocorrendo em proporções variadas. Localmente, a percentagem elevada de quartzo e plagioclásio confere composições tonalíticas a granodioríticas às porções mesocráticas. Granada é um acessório comum. Os níveis félsicos apresentam granulação média, coloração creme a rósea e composição granítica. Entre as cidades de Orobó e Umbuzeiro e na porção sudeste da folha, as bandas graníticas são mais espessas (Figura 3.1b) e podem superar um metro, localmente apresentando forte lineação de estiramento (Figura 3.1c). Soleiras e diques de pegmatitos intrudindo os ortognaisses são comuns (Figura 3.1b). É comum, também, a ocorrência de bandas de anfibolito com vários decímetros de largura. Veios de quartzo precipitados a partir de fluidos que aproveitaram os planos da foliação são localmente observados. Anfibólio ortognaisses mesocráticos, mais homogêneos, também ocorrem e localmente predominam sobre os termos bandados.

3.1.3 - Complexo Salgadinho (PP2sg)

O Complexo Salgadinho foi descrito como uma unidade metaplutônica de provável idade paleoproterozóica por Bizzi et al. (2003). Esta unidade aflora em torno da cidade homônima e nas porções leste e oeste da Folha Surubim. As principais diferenças entre ela e o Complexo Vertentes são a frequente migmatização e o seu caráter geralmente mais félsico, juntamente com a elevada percentagem modal de magnetita. Afácies dominante é hornblenda-biotita gnaisse de composição sienogranítica a granodiorítica, com textura equigranular, granulação média a grossa e com coloração variando de cinza esbranquiçada a rósea (Figura 3.2a). Migmatização é comum, caracteristicamente desenvolvendo leucossomas graníticos a pegmatíticos de coloração rósea que podem seguir ou truncar a foliação (Figura 3.2b). Enclaves microgranulares e xenólitos de rochas calcissilicáticas e anfibolitos são localmente abundantes.

Uma foliação comum e a alternância de termos bandados e não bandados em um mesmo afloramento tornam difícil a individualização dos complexos Vertentes e Salgadinho em vários locais, dificultando o estabelecimento de idades relativas. No entanto, em um afloramento na Folha Caruaru, próximo ao limite norte com a Folha Surubim, observa-se claramente um ortognaisse apresentando o bandamento centimétrico típico do Complexo Vertentes truncado por um ortognaisse granítico similar ao encontrado na localidade-tipo do Complexo Salgadinho (Figura 3.2c), indicando que este último é mais jovem. A idade absoluta do Complexo Salgadinho é discutida no capítulo 6.



Figura 3.1 – Complexo Vertentes. (a) Ortogneisse finamente bandado com foliação de baixo ângulo afetada por dobra suave. SU-541. (b) Ortogneisse bandado com foliação subvertical bandas félsicas centi- a decimétricas e sill de pegmatito (SU-499). (c) Banda granítica de ortogneisse bandado com forte lineação de estiramento. SU-520.

3.1.4 - Ortogneisse Mata Virgem (PP3 γ mv)

Esta unidade ocorre envolta por quartzitos do Complexo Surubim-Carolina na porção oeste da folha. Consiste de biotita ortogneisse equigranular de coloração cinza, com granulação média/grossa (Figura 3.2d). Apresenta uma forte lineação de estiramento dada por agregados de mica e quartzo estirado, a qual pode

ser mais bem desenvolvida que a foliação. Ortogneisses similares, não-mapeáveis na presente escala, também ocorrem em vários outros locais da folha. Uma datação U-Pb por LA-ICP-MS, apresentada no capítulo 6, sugere intrusão do protólito em torno de 1,98 Ga.

3.2 - MAGMATISMO INTRAPLACA PALEOPROTEROZÓICO A MESOPROTEROZÓICO

Ortogneisses graníticos atribuídos a eventos magmáticos intraplaca no limite entre o Paleoproterozóico e o Mesoproterozóico são encontrados no extremo oeste (Ortogneisses Taquaritinga) e no extremo sudeste da Folha Surubim. Neste último caso, são intercalados com meta-anortositos, fazendo parte do Complexo Gabro-anortosítico de Passira.

3.2.1 - Complexo Gabro-anortosítico de Passira (PP4 δ pa)

Esta unidade ocorre predominantemente nas folhas Limoeiro, Vitória de Santo Antão e Caruaru (Accioly, 2000), ocupando uma pequena área no extremo sudeste da Folha Surubim. Foram encontrados afloramentos de um ortogneisse granítico grosso (Ortogneisse Candiais) e de metanortositos. No entanto, a individualização desses litotipos não é possível na escala de mapeamento adotada. Os ortogneisses têm coloração rósea a avermelhada, com foliação definida por alternância de níveis ricos em anfibólio e níveis quartzo-feldspáticos, com predomínio de feldspato potássico sobre plagioclásio (Figura 3.3). Os metanortositos desenvolvem um solo de coloração esbranquiçada característico, sendo comuns blocos soltos dessa rocha; rochas *in situ* só foram observadas em um afloramento.

3.2.2 - Ortogneisse Taquaritinga (MP1 γ 4t)

O Ortogneisse Taquaritinga aflora principalmente nas folhas Belo Jardim e Santa Cruz do Capibaribe (Neves et al., 2000; Sá et al., 2002; Mariano et al., 2007), ocupando apenas duas pequenas áreas no extremo sudoeste da Folha Surubim. Ele tem composição predominantemente sienogranítica e contém porfiroclastos de feldspato potássico com até 10 cm de comprimento numa matriz média/grossa de feldspato potássico, plagioclásio, quartzo, anfibólio e biotita. Granada formada por reação metamórfica a partir de biotita e anfibólio é observada em alguns locais (Neves et al., 2000; Legrand e Sá, 2003). Epidoto e titanita são minerais acessórios frequentes e calcita pode ocorrer como mineral de alteração.

3.3 - SEQUÊNCIAS METASSEDIMENTARES

3.3.1 - Complexo Sertânia (PP3se)

O Complexo Sertânia foi definido como uma sequência metapelítica migmatizada de idade



Figura 3.2 – (a-c) - Complexo Salgadinho. (a) Ortognaisse cinza (SU-494). (b) Ortognaisse róseo migmatizado (SU-497). (c) Ortognaisse granítico truncando e parcialmente isolando blocos de ortognaisse bandado tipo Vertentes (UTM 210984E, 9112918N). (d) Biotita gnaiss (Ortognaisse Mata Virgem) com foliação subhorizontal e lineação de estiramento.



Figura 3.3 – Ortognaisse Candiais cortado por banda de cisalhamento extensional tardia. SU-542.

paleoproterozóica, cujo limite com o Complexo Surubim-Caroalina seria feito através da zona de cisalhamento Congo-Cruzeiro do Nordeste (Santos et al., 2002). Mapeamentos realizados na folha Santa Cruz do

Capibaribe (Neves et al., 2005; Brasilino et al., no prelo) e Surubim (este relatório) não identificaram a existência de uma zona de cisalhamento contínua. Zircões de uma amostra localizada ao norte da zona de cisalhamento Galante, que de acordo com o Mapa Geológico da Paraíba (Santos et al., 2002) pertenceria ao Complexo Sertânia forneceram idades predominantemente neoproterozóicas (ver Geocronologia; Capítulo 6). Dessa forma, apenas uma pequena área no extremo norte da folha Surubim, envolvendo afloramentos cujas amostras forneceram apenas zircões detríticos paleoproterozóicos (Capítulo 6), foi incluída no Complexo Sertânia. Deve-se ainda ressaltar que a idade presumida para este complexo tem sido questionada dada sua similaridade em termos de associações litológicas e características geoquímicas com o Complexo Surubim-Caroalina (Neves e Alcantara, 2010; Neves et al., 2006a, 2009). Segundo estes autores, a ausência de zircões mais jovens nas amostras analisadas refletiria apenas a natureza das fontes que contribuíram com clastos para os sedimentos precursores, não uma idade de deposição mais antiga.

Na Folha Surubim, o Complexo Sertânia é representado por biotita gnaisses pelíticos com granada, localmente formando porfiroblastos com mais de 1 cm de diâmetro, com intercalações de lentes centimétricas a decimétricas de paragnaisse psamítico, metamáficas e metadioritos e uma lente mapeável de mármore. A migmatização é moderada, desenvolvendo estruturas estromáticas, com formação de granada no leucossoma (Figura 3.4).

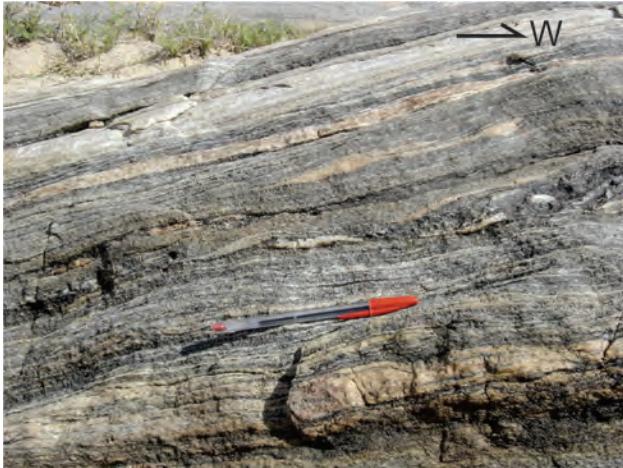


Figura 3.4 – Granada-biotita gnaisse migmatizado do Complexo Sertânia. Leucossomas boudinados desenvolvem sigmóides (centro da foto) que sugerem transporte para oeste. SU-517.

3.3.2 - Complexo Surubim-Caroalina (NP23sc)

O Complexo Surubim foi definido originalmente por Mello e Siqueira (1971) para englobar xistos e paragnaisses aflorantes em torno da cidade homônima. Ele foi considerado por Santos et al. (2002) como correlato aos micaxistos Caroalina, cuja área-tipo é o distrito de Caroalina, no município de Custódia (PE), e se estende entre as cidades de Monteiro e São Sebastião do Umbuzeiro (PB).

O Complexo Surubim-Caroalina ocupa uma boa parte da Folha Surubim e compreende uma ampla variedade de tipos litológicos (Figura 3.5): micaxistos e paragnaisses pelíticos a semi-pelíticos, leucognaisses, anfibólio-biotita paragnaisses, quartzitos, mármore, rochas calcissilicáticas e para-anfibolitos. Intercalações entre dois tipos petrográficos são comuns, variando de alguns decímetros a vários metros de largura. Apesar das intercalações frequentes, foi possível individualizar, com base nos trabalhos de campo e imagens aerogeofísicas, áreas de dominância de rochas metassedimentares pelíticas daquelas com dominância de rochas metassedimentares psamíticas, bem como lentes maiores de mármore, quartzitos e rochas calcissilicáticas.

As rochas predominantes no Complexo Surubim-Caroalina têm natureza pelítica a semipelítica, consistindo essencialmente de biotita, quartzo e plagioclásio. Muscovita pode ser abundante em alguns locais, mas geralmente ocorre em quantidade

subordinada com respeito à biotita, podendo inclusive estar ausente. Granada é um acessório extremamente comum, muitas vezes constituindo mais de 5% da moda da amostra. Sillimanita é o mineral aluminossilicato frequente, com cianita tendo sido observada em poucos afloramentos. A textura varia de equigranular fina/média (Figura 3.5a) à porfiroblástica (Figura 3.5b); neste último caso, os cristais de granada podem atingir até alguns centímetros de diâmetro. Na porção centro-norte da folha, apesar da persistência das mesmas paragéneses minerais, o grau metamórfico parece ser mais alto devido à frequente migmatização. Em decorrência desse processo, estruturas estromáticas se desenvolvem, com clara separação de melanossoma, mesossoma, e leucossoma (Figuras 3.5e, f).

Metassedimentos psamíticos (paragnaisses leucocráticos, quartzitos feldspáticos e quartzitos quase puros) são também abundantes e gradações e intercalações entre eles são comuns (Figura 3.5c). Granada é novamente o acessório mais frequente. Biotita e/ou muscovita podem ser essenciais ou ocorrer em quantidades subordinadas. Sillimanita foi observada em alguns afloramentos. Apesar do caráter mais refratário, migmatização também ocorre nessas litologias.

3.4 - MAGMATISMO NEOPROTEROZÓICO

Vários ortognaisses e plútons neoproterozóicos (ou de idade neoproterozóica assumida) ocorrem na Folha Surubim. Dois corpos de ortognaisses são definidos neste trabalho (Pinhões e Mata Limpa). Os demais já são cartografados nos mapas regionais (e.g., Gomes et al., 2001; Santos et al., 2002).

3.4.1 - Ortognaisse Pinhões (NP1 γ ph)

O Ortognaisse Pinhões aflora na porção norte da área. Encontra-se intercalado com os gnaisses bandados do Complexo Vertentes, próximo ao contato com as rochas metassedimentares do Complexo Sertânia. Trata-se de um gnaisse granítico/granodiorítico equigranular de granulação média e coloração cinza, localmente com bandas leucocráticas conferindo um bandamento irregular (Figura 3.6a). A foliação de baixo ângulo possui uma lineação de estiramento que pode ser mais bem desenvolvida que a foliação e apresenta caimento para sudoeste (Figura 3.6b). Critérios cinemáticos locais indicam transporte para nordeste (Figura 3.6a). Datação U-Pb, apresentada no capítulo 6, forneceu uma idade de 870 Ma para a cristalização do protólito

3.4.2 - Ortognaisse Mata Limpa (NP γ ml)

Trata-se de um ortognaisse granítico róseo, leucocrático, de granulação média/grossa formando um corpo mapeável na porção leste da folha. Também ocorre como *sills* centimétricos a métricos em paragnaisses pelíticos do Complexo Surubim (Figura 3.7), indicando idade de intrusão neoproterozóica.



Figura 3.5 – Variações faciológicas do Complexo Surubim-Carolina. (a) Granada-biotita xisto com veio de quartzo sigmoidal indicando transporte tectônico para oeste. SU-185. (b) Paragneisse pelítico com porfiroblastos de granada centimétricos. Cristais de plagioclásio definem uma lineação com caimento forte para sudoeste. SU-97. (c) Paragneisse bandado com alternância de bandas quartzíticas, quartzo-feldspáticas e níveis mais pelíticos. SU-546. (d) Rocha calcissilicática cortada por bandas de cisalhamento sinistrais. SU-110. (e, f) Paragneisse pelítico migmatizado com estrutura estromática (e - SU-517; f - SU-528). (g) Biotita paragneisse com intercalação de rocha calcissilicática e anfibolito. A descontinuidade dos níveis anfibolíticos sugere origem paraderivada. SU-514.

3.4.3 - Suite Intrusiva Conceição: Plúton Timbaúba (NP3 γ 2c4)

O plúton Timbaúba é uma intrusão alongada leste-oeste que se estende da Folha Sapé (SB.25-Y-C-II; Guimarães et al., 2004; Neves et al., 2006b), onde tem sua maior área aflorante, para o extremo nordeste

da Folha Surubim. Ele consiste predominantemente de biotita-anfibólio granodioritos grossos com epidoto, localmente com fácies graníticas mais félsicas de granulação média. Enclaves máficos e *clots* de anfibólio são comuns e uma trama gnáissica está presente na maioria dos afloramentos (Figura 3.8). Guimarães et al. (2004) obtiveram para esta unidade

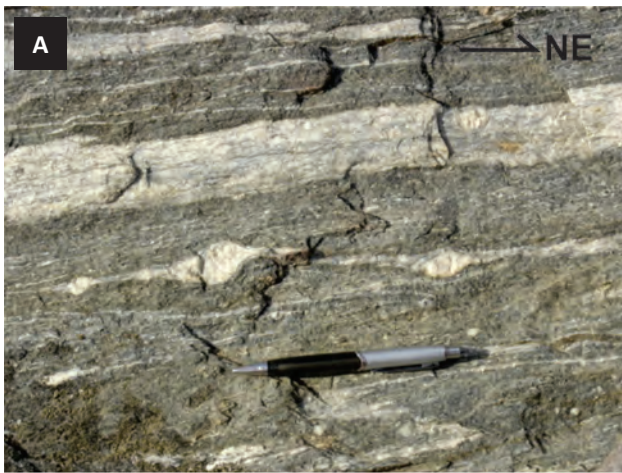


Figura 3.6 – Ortognaisse Pinhões. (a) Biotita ortognaisse cinza com bandas leucocráticas. Boudinagem assimétrica indica transporte tectônico para nordeste. SU-112. (b) Lineação de estiramento com sentido e intensidade de caimento indicados.



Figura 3.7 – Contato entre paragnaisse pelítico (Complexo Surubim-Caroolina) e ortognaisse granítico (Ortognaisse Mata Limpa). SU-526.

uma idade U-Pb pelo método convencional de 645 ± 5 Ma Ma e Guimarães et al. (2001a) uma idade U-Pb SHRIMP de 616 ± 5 Ma Ma. Esta última é considerada como a melhor estimativa para a idade de cristalização.

3.4.4 - Suite Intrusiva Itaporanga: Plúton Inácio Pereira (NP3 γ 2it51)

O plúton Inácio Pereira é um corpo alongado que se estende para a Folha Santa Cruz do Capibaribe. Está espacialmente associado com as zonas de cisalhamento Batista, Coxixola e Serra do Inácio Pereira e apresenta graus variados de deformação no estado sólido, desde termos protomiloníticos até ultramiloníticos (Figura 3.9). Petrograficamente, ele consiste predominantemente de biotita-anfibólio quartzo monzodioritos a granodioritos grossos a porfiríticos. Em alguns casos a foliação milonítica foi aproveitada como planos de falhas, com o desenvolvimento de cataclasitos com vários centímetros de largura. Apesar da forte deformação relacionada ao regime transcorrente, localmente apresenta foliação de baixo ângulo. Uma idade U-Pb por SHRIMP de 618 Ma foi recentemente obtida por Guimarães et al. (2011b), idêntica, na margem de erro, à do plúton Timbaúba.

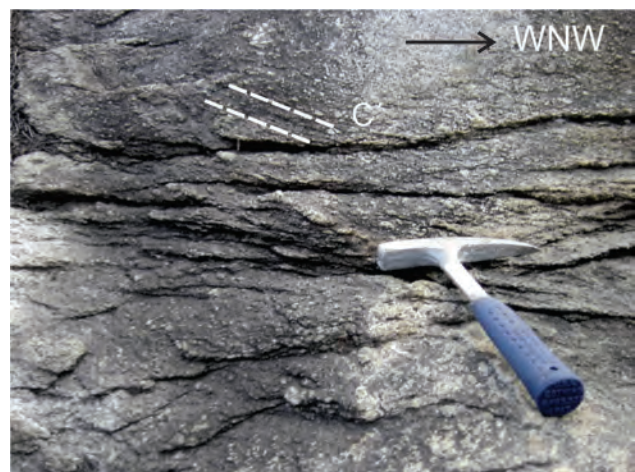


Figura 3.8 – Granodiorito deformado (plúton Timbaúba) com foliação de baixo ângulo e bandas de cisalhamento extensionais (C') indicando topo para WNW. SU-166.

3.4.5 - Suite Intrusiva Terra Nova: Complexo Bom Jardim (NP3 γ 3tn5) e Plúton Toritama (NP3 γ 3tn4)

Estes dois corpos apresentam características petrográficas, estruturais e geoquímicas similares (Guimarães e Da Silva Filho, 1998; Neves et al., 2000, 2006b; Guimarães et al., 2004) e, portanto, são descritos conjuntamente. O Complexo Bom Jardim ocorre na porção sudeste da Folha Surubim, com área aflorante de aproximadamente 200 km², sendo intrusivo em ortognaisses do Complexo Vertentes e rochas metassedimentares do Complexo Surubim-Caroolina. Possui forma alongada na direção NE e uma terminação em cauda na porção sudoeste devido à atuação conjunta de zonas de cisalhamento destrais e sinistrais. Guimarães et al. (2004) reportam uma idade U-Pb de 592 Ma para este plúton. O plúton Toritama tem sua área principal de exposição nas Folhas Belo Jardim e Santa Cruz do Capibaribe (Neves et al., 2000), ocupando apenas uma pequena porção no extremo sudoeste da Folha Surubim.

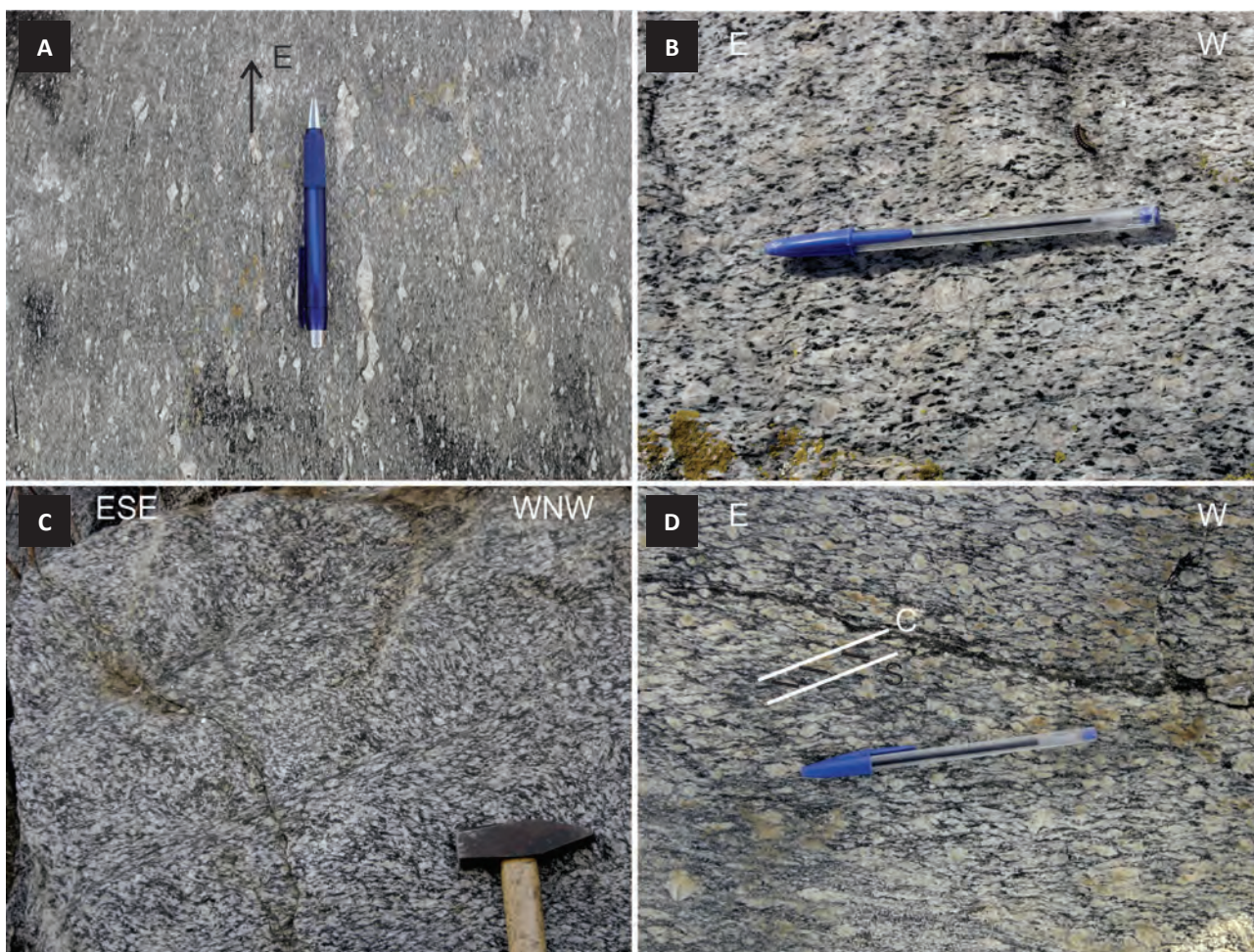


Figura 3.9 – Plúton Inácio Pereira. (a) Milonito de monzodiorito porfirítico. SU-39. (b) Milonito de quartzo monzonito grosso. SU-91. (c) Quartzo monzodiorito grosso cortado por bandas de cisalhamento extensionais tardias. SU-548. (d) Quartzo monzonito com trama S-C. SU-550.

O Complexo Bom Jardim e o Plúton Toritama são compostos por três fácies principais (Guimarães, 1988; Guimarães e Silva Filho, 1998; Neves et al., 2000): biotita-anfibólio sienito grosso, biotita-anfibólio sienito porfirítico, e anfibólio-biotita sienito equigranular fino (Figura 3.10a,b). A fácies porfirítica é caracterizada por cristais de feldspato potássico com até 5 cm de comprimento e coloração creme a marrom escura (mais comum). Estes cristais são frequentemente manteados por oligoclásio. Na porção centro norte do corpo ocorre uma fácies extremamente grossa, com cristais de K-feldspato de coloração marrom, manteados por plagioclásio róseo, explorado como rocha ornamental e que recebe a denominação comercial de marrom imperial (Figura 3.10c). O complexo é ainda intrudido por diques mapeáveis de leucogranitos. Com exceção deste último, anfibólio, biotita, feldspato potássico e plagioclásio são os principais minerais.

O Complexo Bom Jardim exhibe geralmente uma boa foliação magmática definida por cristais inequidimensionais de feldspato potássico e anfibólio (Figuras 3.10a, 3.10b). Nas porções central e nordeste

do corpo predominam mergulhos moderados com orientação variada. Nestes locais, a lineação magnética obtida pela técnica da anisotropia de susceptibilidade magnética tem orientação NW-SE (Neves et al., 2006b). Deformação no estado sólido é comum nos bordos e na terminação sudoeste, onde os mergulhos são elevados e uma lineação sub-horizontal é às vezes observada, indicando influência do regime transcorrente. O paralelismo entre o comprimento maior dos fenocristais, a geminação Carlsbad e a foliação tectônica (Figura 3.10b) sugere cristalização sintectônica.

3.4.6 - Suíte Intrusiva Itaporanga: Plúton Aroeiras (NP3 γ 2it35)

O plúton Aroeiras ocorre ao norte da cidade homônima e se estende para a Folha Campina Grande. É intrusivo nos plútons Timbaúba (Figura 3.11) e Inácio Pereira. Consiste de anfibólio-biotita granito leucocrático, equigranular, de granulação média/grossa.

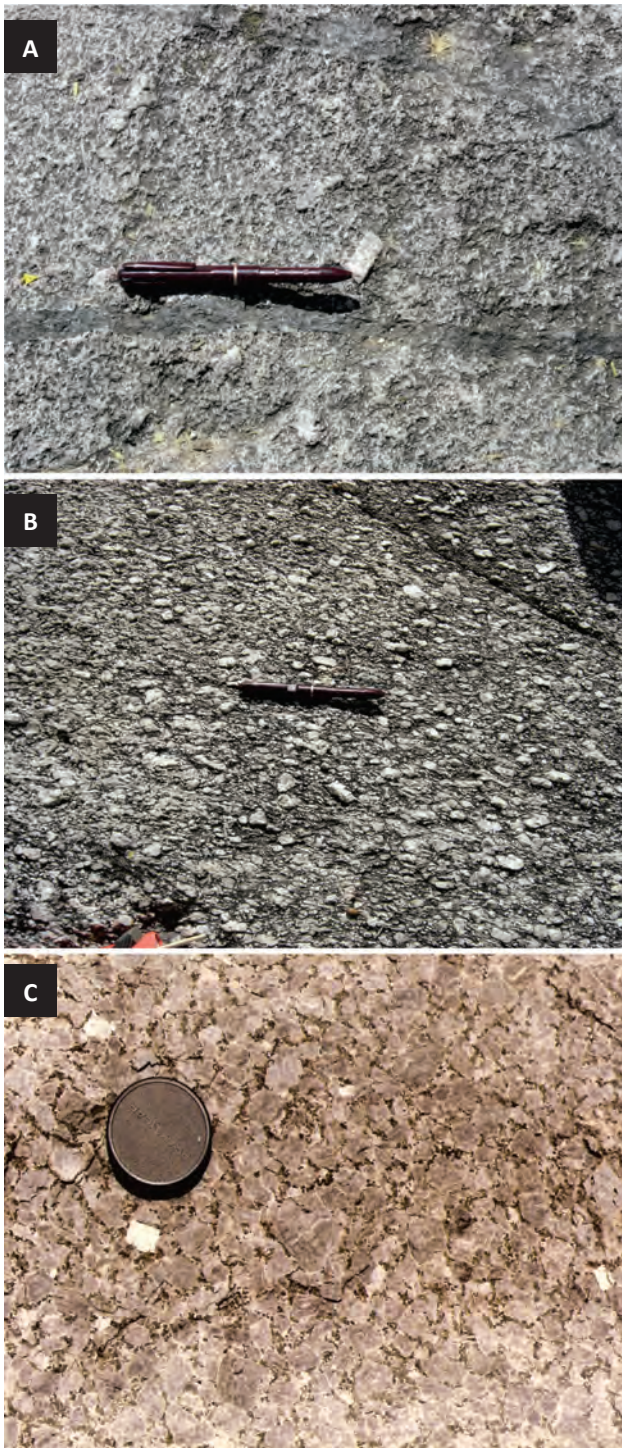


Figura 3.10 – Complexo Bom Jardim. (a, b) Fácies equigranular grossa a porfírica. Em (a) uma fraca foliação magmática paralela ao megacristal de feldspato potássico é visível. Em (b) uma foliação tectônica paralela ao alongamento dos fenocristais é cortada por bandas de cisalhamento dextrais e sinistrais. (c) Fácies extremamente grossa.

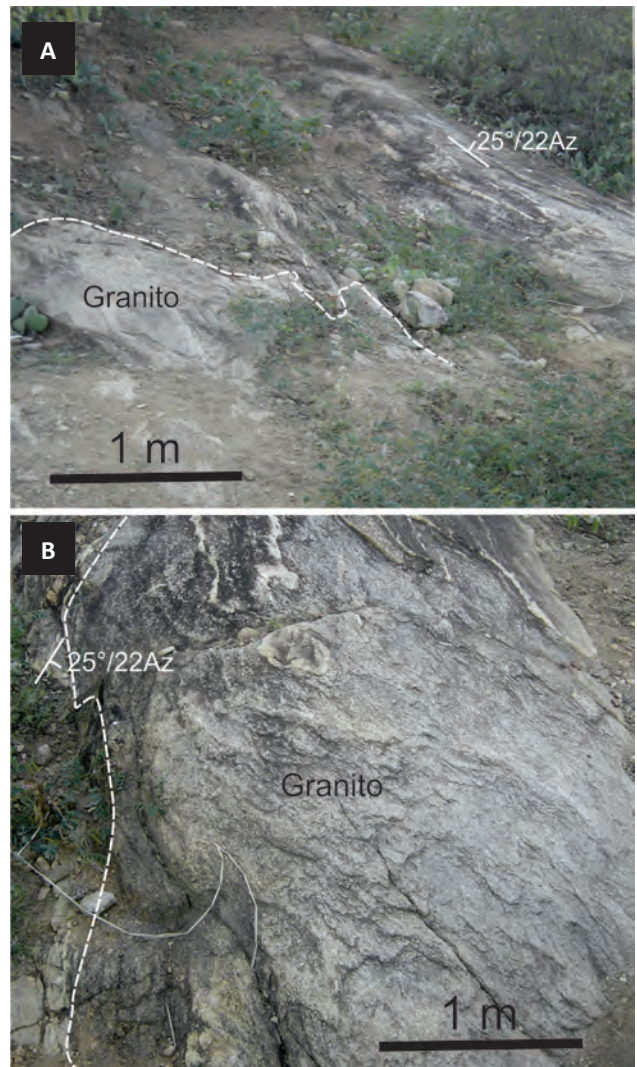


Figura 3.11 – Sheet de leucogranito relacionado ao plúton Aroeiras intrusivo em granodiorito gnaissificado do plúton Timbaúba. A foliação de baixo ângulo mergulha uniformemente para nordeste à direita (a) e à esquerda do sheet.

4 – PETROGRAFIA E METAMORFISMO

4.1 - EMBASAMENTO PALEOPROTEROZÓICO

4.1.1 - Complexo Vertentes (PP2ve)

A composição das bandas máficas/intermediárias do Complexo Vertentes varia de anfibolítica (essencialmente apenas anfibólio cálcico e plagioclásio) e quartzo diorítica até quartzo monzonítica. Nas bandas mais máficas, cristais maiores de plagioclásio e anfibólio cálcico com até 1 mm ocorrem numa matriz fina de textura lepidogranoblástica composta por grãos menores desses minerais, biotita, quartzo e feldspato potássico (Figura 4.1 A). Estes cristais maiores são provavelmente cristais ígneos reliquias (Figura 4.1 B). Epidoto e titanita são abundantes como produtos de desestabilização de anfibólio e apatita é um acessório comum. Nas porções mais evoluídas, a foliação é definida por plaquetas de biotita, comumente esgarçadas, em alternância com bandas ricas em cristais de quartzo alongados associados a cristais de plagioclásio sericitizados e, em menor proporção, de microclina (Figura 4.2 A-D). Localmente as bandas ricas em plaquetas de biotita apresentam alteração secundária para clorita (Figura 4.2 C-D). A granada, de origem metamórfica tende a englobar parcialmente os cristais de plagioclásio e anfibólio da matriz (Figura 4.3 A-B). Quartzo ocorre como cristais xenomórficos, alongados e com frequente formação de subgrãos, apresentando-se também em forma de agregados oclares cujos grãos podem exibir contatos suturados, indicando recristalização por migração dos limites dos grãos (Figura 4.1 A). Algumas seções delgadas exibem plagioclásio em cristais subidiomórficos com geminados múltiplos paralelos ao alongamento do mineral, indicando que os gnaisses teriam protólitos ígneos, mas a maioria dos cristais é xenomórfica. Geminados múltiplos albita e/ou periclina são comuns.

Na maior parte das lâminas, a orientação de forma de quartzo, feldspatos e minerais máficos ocorre através de contatos regulares que apontam a atuação de processos de cristalização e de recristalização dinâmica. Microclina mostra cristais xenomórficos de tamanho variado. Biotita é um tipo amarronzado com palhetas milimétricas hipidiomórficas. Hornblenda ocorre como cristais xenomórficos e subidiomórficos com tamanho variado e cores verdes ou amarronzadas e forte absorção. Pseudomorfo totais de hornblenda compostos de clorita+biotita+quartzo+opacos também ocorrem. A granada exibe porfiroblastos fraturados com preenchimento por opacos+plagioclásio+clorita ou como pseudomorfo compostos por agregados de biotita+opacos. Localmente são observadas faixas miloníticas, subparalelas ao bandamento principal, no interior das quais crescem epidoto+quartzo recristalizado fino+biotita. Essas faixas desenvolvem foliação similar ao tipo anastomosada.

4.1.2 - Complexo Salgadinho (PP2sg)

As rochas que constituem o Complexo Salgadinho são ortognaisses equigranulares com foliação definida por bandas ricas em biotita±anfibólio, opacos e epidoto, alternando com bandas compostas essencialmente por quartzo e aglomerados de feldspatos com textura granoblástica (Figura 4.4 A-D). A biotita ocorre como palhetas pequenas que se curvam em torno de cristais maiores de plagioclásio e feldspato potássico e comumente encontram-se esgarçadas. Plagioclásio ocorre frequentemente como agregados de grãos com textura poligonal (Figura 4.4 A), indicando recristalização dinâmica. Os cristais de feldspato

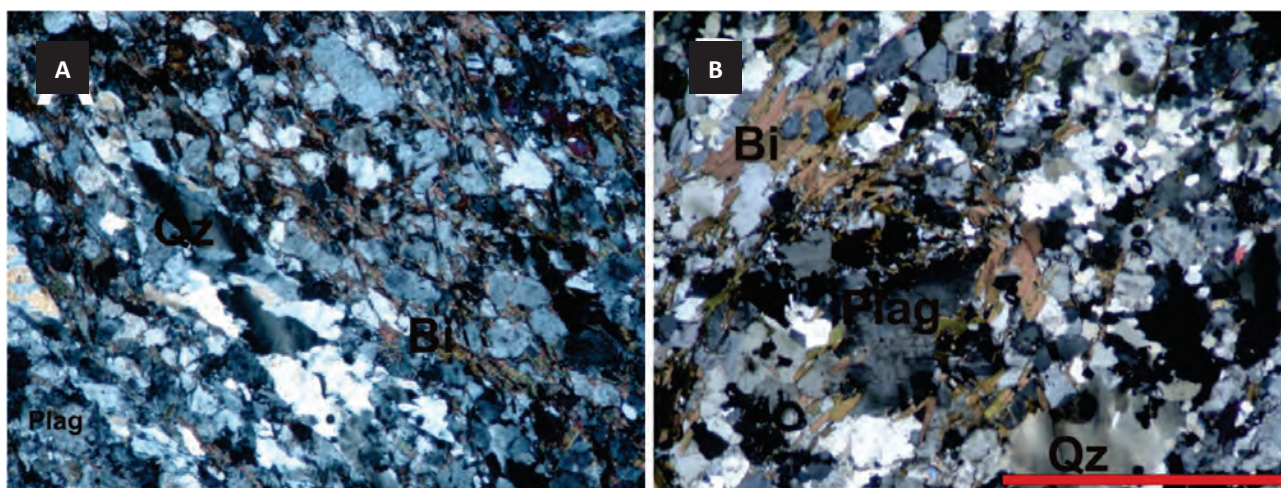


Figura 4.1 – Fotomicrografias em nicóis cruzados dos ortognaisses do Complexo Vertentes. A - Foliação definida por palhetas de biotita (Bi) e cristais de quartzo e plagioclásio. B - Cristal ígneo reliquiar de plagioclásio mostrando extinção ondulante e kinks. Extinção ondulante no quartzo sugere deformação tardia a baixa temperatura. Escala: 0,25 mm.

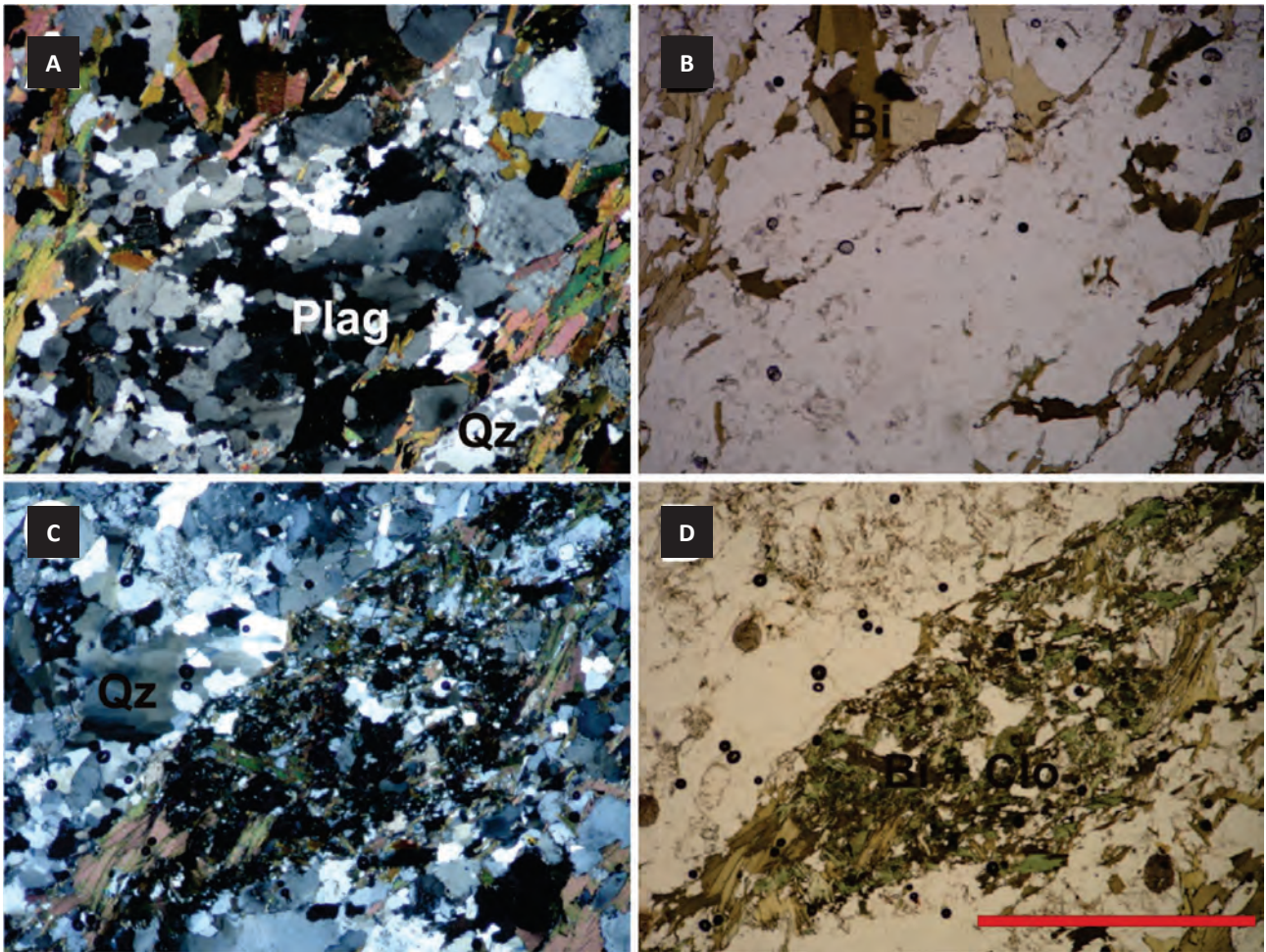


Figura 4.2 – Fotomicrografias dos ortognaisses do Complexo Vertentes. A e B - Foliação definida por bandas alternadas ricas em biotita (Bi) e em plagioclásio (Plag) e quartzo (Qz). C e D - Banda rica em biotita (Bi), mostrando alteração secundária para clorita (Clo). A e C fotomicrografias com nicóis cruzados. B e D fotomicrografias com nicóis paralelos. Escala: 0,25 mm.

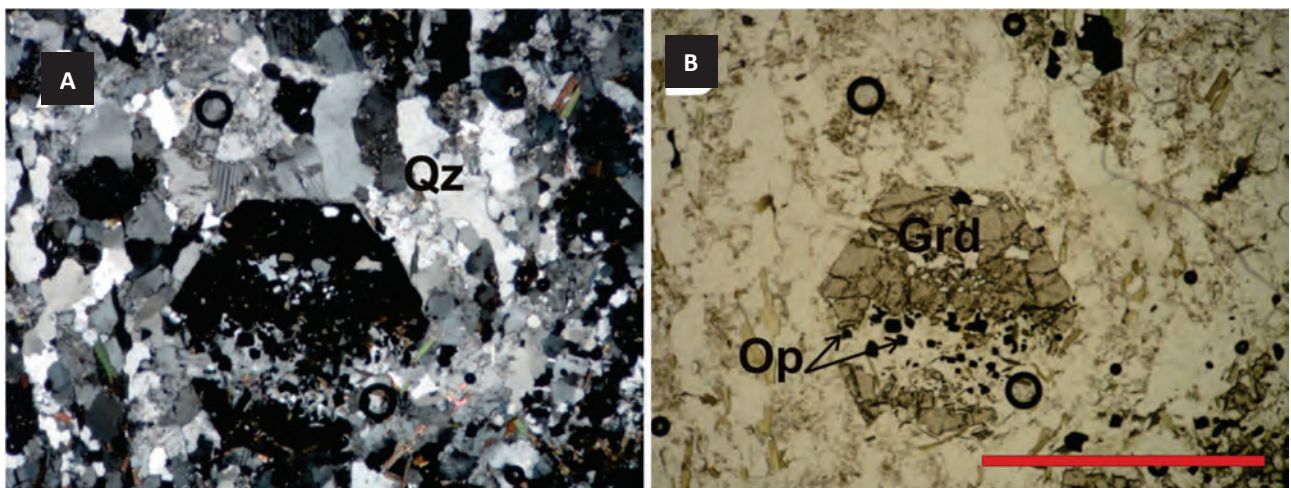


Figura 4.3 – Porfiroblasto hipidiomórfico de granada em ortognaisse do Complexo Vertentes. Fotomicrografias em nicóis cruzados (A) e paralelos (B). Escala: 0,25 mm.

potássico em geral são maiores que os de plagioclásio e é comum a ocorrência de mirmequita ao longo de seu contato com cristais deste último.

Superpondo-se à foliação principal, ocorrem faixas miloníticas onde quartzo aparece como cristais xenomórficos bastante alongados, circundando megacristais de K-feldspato, caracterizando

deformação tectônica a temperatura relativamente baixa (Figura 4.5 A-D). Textura manto-e-núcleo é comum nos feldspatos (Figura 4.5 D), bem como a presença de pertitas em chama e geminados mecânicos. Em uma seção delgada foi observado uma fratura em forte ângulo com a foliação principal com preenchimento por epidoto (Figura 4.6 A-B).

4.1.3 - Ortogneisse Mata Virgem (PP3 γ mv)

A microestrutura dominante nesta unidade consiste de níveis descontínuos de biotita separando níveis quartzo-feldspáticos mais espessos (Figura 4.7 A). Quartzo, plagioclásio e feldspato potássico ocorrem em proporções semelhantes. Geralmente, suas dimensões são também similares, apresentando textura equigranular poligonal indicativa de equilíbrio. No entanto, textura ígnea prévia é localmente preservada e caracterizada por cristais parcialmente recristalizados de feldspato exibindo faces cristalinas contra quartzo (Figura 4.7 B).

4.2 - MAGMATISMO INTRAPLACA PALEO A MESOPROTEROZÓICO

4.2.1 - Complexo Gabro-anortosítico de Passira (PP4 δ pa)

O Ortogneisse Candiais tem composição quartzo monzonítica a sienogranítica, com um conteúdo modal elevado de biotita e anfibólio (>20-25%) nas amostras mais máficas (Figura 4.8 A). A microestrutura é variável, podendo consistir

de cristais maiores de microclina com até 1cm (cristais ígneos reliquias), apresentando forte deformação cristalplástica (extinção ondulante, bandas de deformação, *kinks*) em uma matriz foliada recristalizada constituída por microclina, plagioclásio, quartzo, biotita e anfibólio, até predominantemente granoblástica, com os cristais apresentando contatos regulares, indicando recristalização estática ou recristalização sob condições deformacionais menos severas. Os anfibólios apresentam coloração verde escura até verde muito escura ou amarelo forte, às vezes ainda com formas prismáticas típica de cristais ígneos. Cristais de anfibólio com hábito fibroso e coloração verde-azulada, possivelmente arfvedsonita ou actinolita, também são encontrados (Figura 4.8 B), indicando natureza peralcalina para o protólito. Titanita e opacos são acessórios comuns.

Apenas uma amostra fresca de metanortosito foi recuperada. Em seção delgada consiste quase exclusivamente de cristais de plagioclásio exibindo textura poligonal (Figura 4.8 C). Epidoto é comum como mineral de alteração, principalmente ao longo de contatos de grãos. Raros cristais de apatita e zircão são os únicos acessórios.

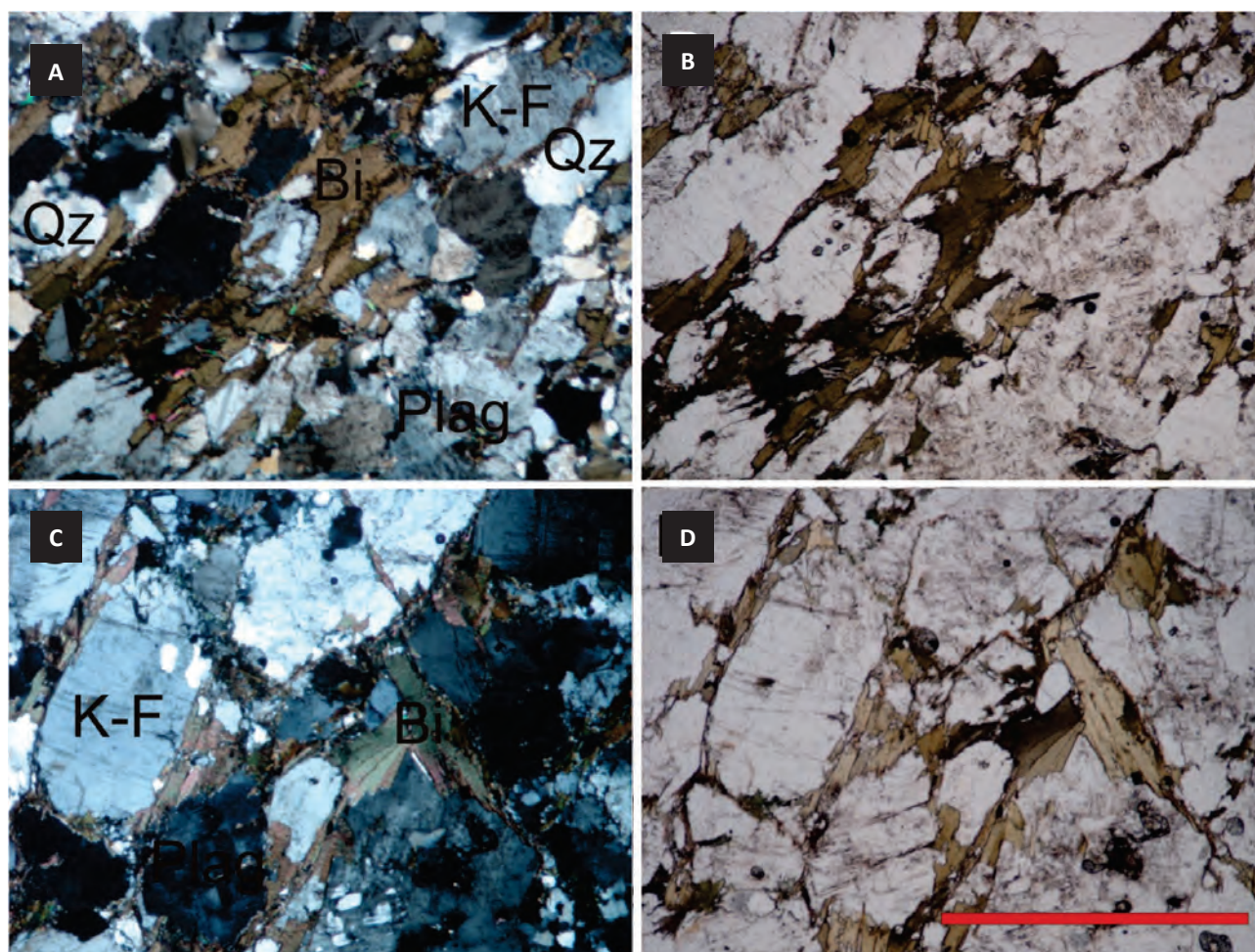


Figura 4.4 – Fotomicrografias de ortogneisses do Complexo Salgadinho. Foliação caracterizada por alternância de níveis ricos em quartzo, K-feldspato e plagioclásio com níveis ricos em biotita. A e C: nicóis cruzados; B e D: nicóis paralelos. Barra: 0,25 mm.

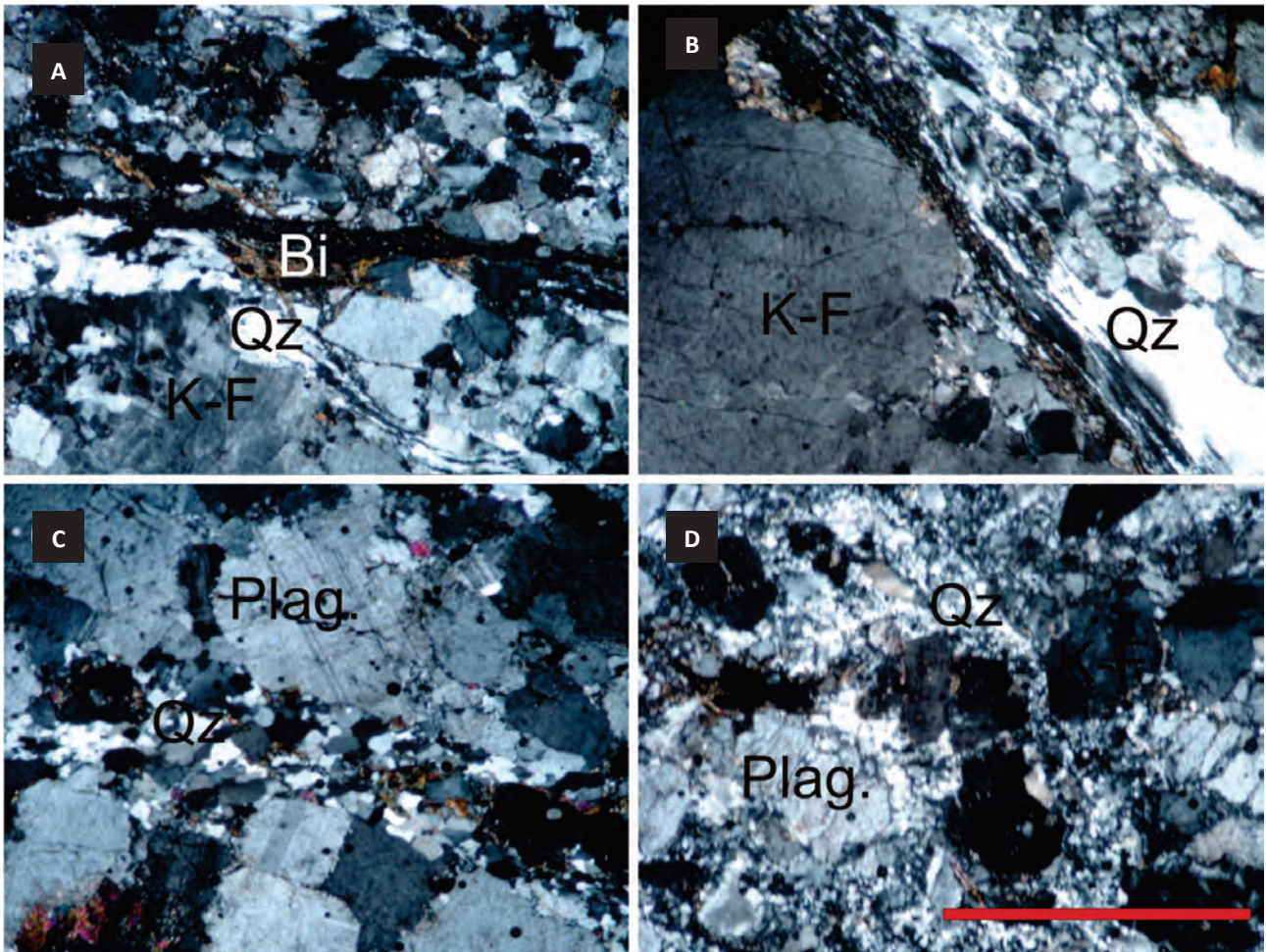


Figura 4.5 – Fotomicrografias de ortognaisses do Complexo Salgado. A - Cristais de quartzo estirados e recristalizados envolvendo cristais de K-feldspato reliquieares; ao centro biotita esgarçada; B - Megacrystal de K-feldspato circundado por quartzo fitado e recristalizado; C - Faixas ricas em plagioclásio e quartzo recristalizados; D - ortogneisse com cristais reliquieares de plagioclásio e K-feldspato exibindo textura manto-e-núcleo, circundados por quartzo intensamente recristalizado. Qz - Quartzo, Plag - Plagioclásio; K-F - K-feldspato; Bi - Biotita. Barra: 0,25 mm.

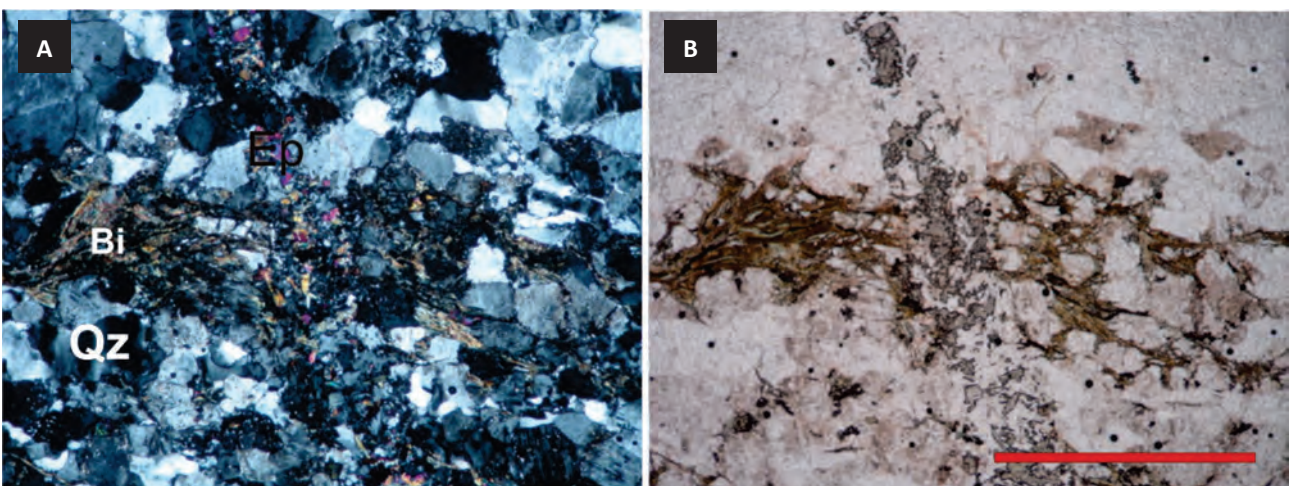


Figura 4.6 – Fotomicrografias em nicóis cruzados (A) e paralelos (B) de ortogneisse do Complexo Salgado mostrando fratura preenchida por epidoto (Ep) em forte ângulo com a foliação principal definida por micas esgarçadas (Bi). Barra: 0,25 mm.

4.2.2 - Ortogneisse Taquaritinga (MP1_{yst})

O Ortogneisse Taquaritinga tem composição predominantemente sienogranítica e contém

porfiroclastos de feldspato potássico com até 10 cm de comprimento numa matriz média/grossa de feldspato potássico, plagioclásio, quartzo, anfibólio e biotita (Figura 4.9 A-D). Granada formada por reação

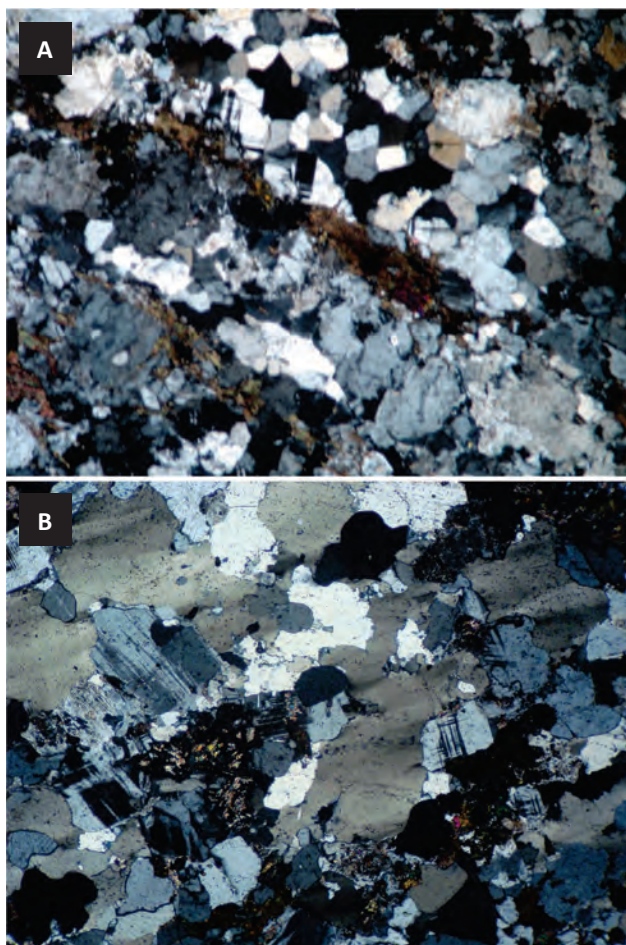


Figura 4.7 – Fotomicrografias em nicóis cruzados do Ortognaisse Mata Virgem. A. Foliação definida por biotita separando níveis quartzo-feldspáticos com textura equigranular granoblástica dominante. B. Cristais parcialmente recrystalizados de plagioclásio e microclina, mas ainda conservando contornos subédricos.

metamórfica a partir de biotita e anfibólio durante deformação é observada em vários locais. Epidoto e titanita são minerais acessórios frequentes e calcita pode ocorrer como mineral de alteração. Turmalina é localmente encontrada e pode formar cristais com alguns centímetros de comprimento.

4.3 - SEQUÊNCIAS METASSEDIMENTARES

4.3.1 - Complexo Sertânia (PP3se)

Os paragnaisses dessa unidade apresentam ao microscópio uma foliação definida por níveis descontínuos ricos em biotita e por níveis alternados constituídos essencialmente por quartzo e quartzo + plagioclásio (Figura 4.10 A-B). Nos níveis quartzo-feldspáticos a textura é granoblástica (Figura 4.10 C-D), consistindo de agregados de pequenos grãos. Já nos níveis quartzosos, os cristais de quartzo são grandes e alongados, com extinção ondulante, indicando crescimento por redução de área de limites de grãos. Granada ocorre como agregados de pequenos grãos ou como porfiroblastos fraturados, às vezes com substituição por biotita e opacos

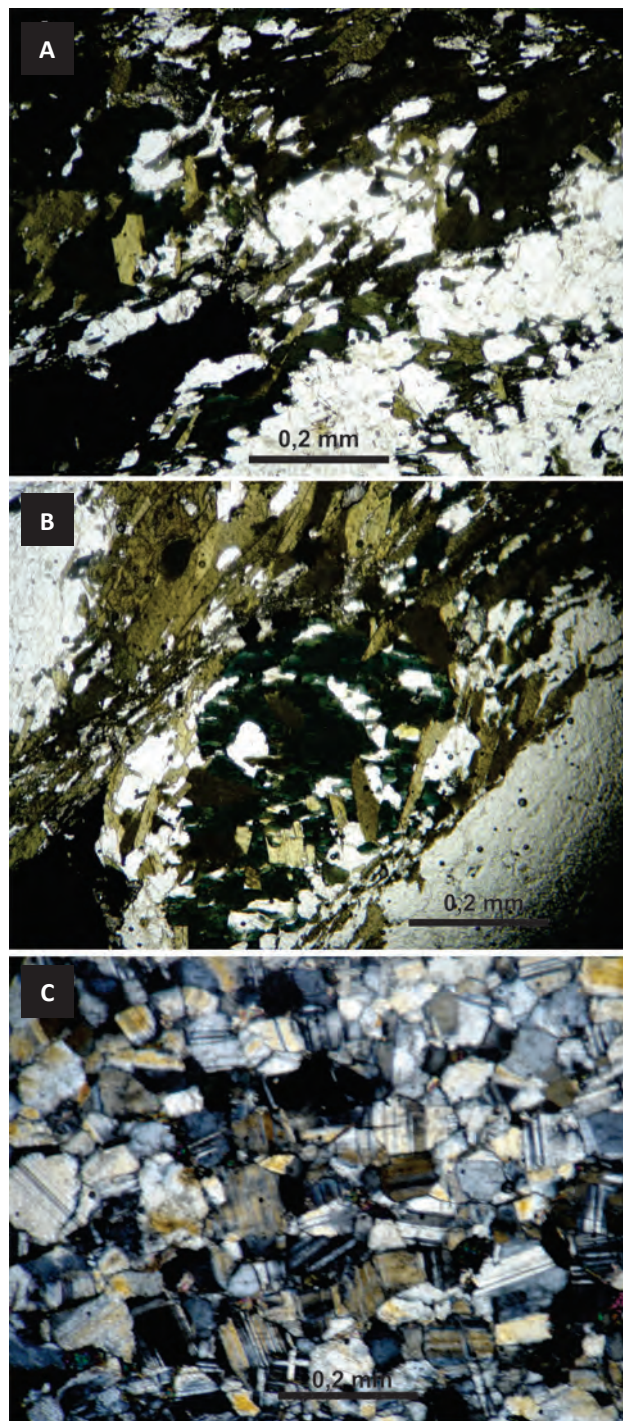


Figura 4.8 – Fotomicrografias de ortognaisses (A, B) e metanortosito (C) do complexo Passira. A. Porfiroclasto de feldspato potássico circundado por foliação definida por anfibólio, biotita, quartzo e feldspatos recrystalizados. B. Anfibólio fibroso de coloração verde azulada. C. Plagioclásio com textura poligonal.

(Figura 4.10 E-F). Opacos (possivelmente ilmenita) são comuns e apresentam hábito radial ou esquelético.

4.3.2 - Complexo Surubim-Caroalina (NP23sc)

As rochas dominantes neste complexo possuem, em geral, plagioclásio modal estimado acima de 20%, de modo que, mesmo na ausência de bandamento mesoscópico conspícuo, são

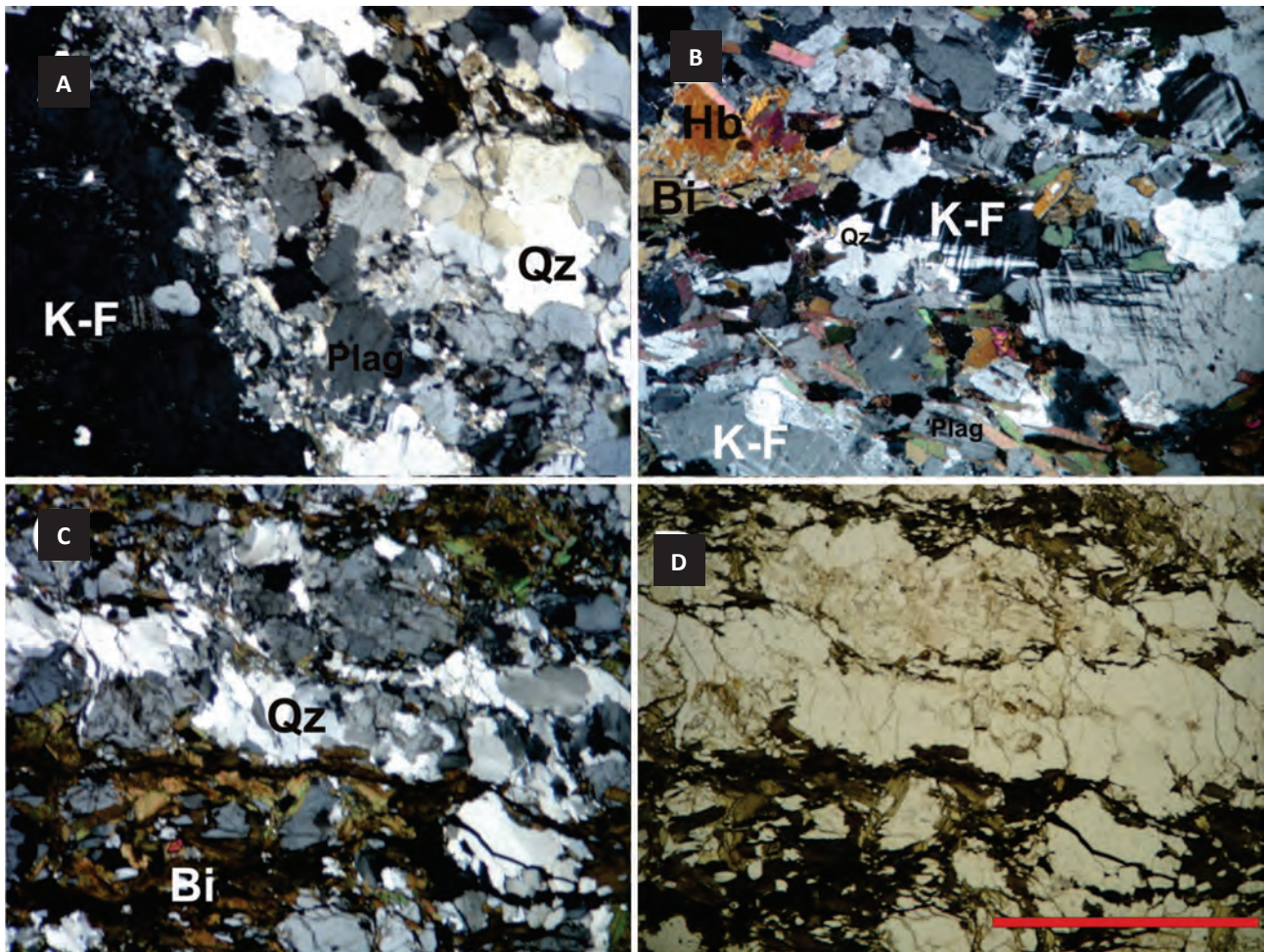


Figura 4.9 – Fotomicrografias do Ortognaisse Taquaritinga. A - Porfiroclasto de feldspato potássico (K-F) circundado por quartzo (Qz) e plagioclásio (Plag). B - Foliação definida por bandas ricas em anfibólio (Hb) e biotita (Bi) alternadas com bandas ricas em plagioclásio (Plag), K-feldspato (mais abundante) e quartzo. C e D - Biotita esgarçada definindo a foliação alternando-se com bandas ricas em quartzo estirado com formação de subgrãos. A, B e C: fotomicrografias com nicóis cruzados. D: Fotomicrografia com nicóis paralelos. Escala: 0,25 mm.

classificadas como gnaisses. Exemplares onde o volume de quartzo e de micas em relação a plagioclásio é maior, permitindo assim classificá-los como xistos, são encontrados na parte W da folha (localidade de Samambaia) em achados ocasionais. Além de quartzo e de plagioclásio, a mineralogia essencial das rochas possui ainda biotita, muscovita, granada e sillimanita. Cianita metaestável foi observada em algumas seções. A esses mencionados se somam em volumes abaixo dos 5% os acessórios: opacos, apatita, zircão e turmalina.

Quartzo ocorre como cristais xenomórficos milimétricos equidimensionais ou alongados na foliação. Forma (ou tende a formar) segregações em relação às micas, gerando bandas ricas em quartzo e bandas ricas nas micas. Contatos suturados sugerem recristalização do mineral por migração dos limites dos grãos. Plagioclásio ostenta grãos subidiomórficos milimétricos que comumente exibem geminados múltiplos albita ou periclina. Pode estar presente nas bandas ricas em quartzo (situação mais comum) ou nas bandas micáceas; neste caso, com tamanhos menores. Cristais alongados (ocelares) seguindo a foliação são comuns, em paralelismo e em contatos

retos com as micas, indicando crescimento durante a geração da estrutura planar (Figura 4.11 A-D). Biotita e muscovita, em geral subordinada à biotita, ocorrem tipicamente como palhetas milimétricas desenhando a foliação. Cristais subidiomórficos com terminações denteadas são comuns. Eventualmente, biotita forma arcos poligonais ou cresce ao longo de charneiras de microdobras isoclinais, sugerindo uma foliação metamórfica-deformacional mais antiga. Pequenas palhetas de biotita e mica branca crescidas paralelamente à foliação principal podem substituir parcialmente microporfiroblastos de cianita.

Sillimanita é o aluminossilicato estável associado a quartzo, micas, plagioclásio e granada (Figura 4.11 E). Em várias lâminas está contida na foliação principal, mas há exemplos onde ela é transversal ao bandamento S_0 (tendo S_2 paralelo?). A variedade fibrosa é comum e ocorre como agregados com dimensões comparáveis às palhetas de biotita, com a qual ocorre em contato frequente. As relações texturais entre cianita e sillimanita são raras, mas em alguns exemplares são observados pequenos prismas de sillimanita na periferia da cianita (Figura 4.11 F), sugerindo a substituição deste último mineral pelo primeiro.

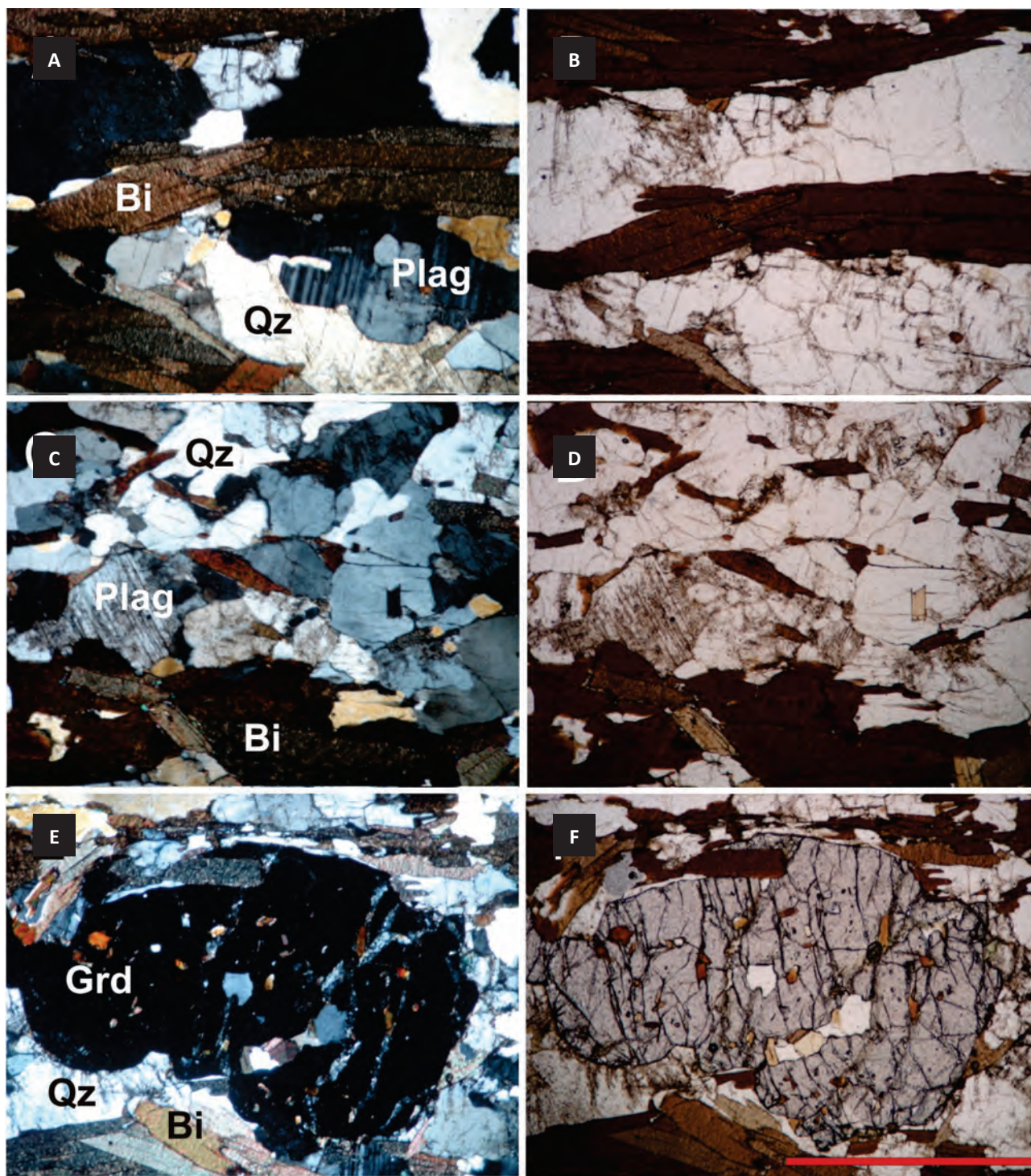


Figura 4.10 – Fotomicrografias dos paragneisses pelíticos do Complexo Sertão. A e B - Foliação caracterizada pela alternância de bandas ricas em palhetas de biotita (Bi) e bandas ricas em quartzo (Qz) e plagioclásio (Plag). C e D - Textura granoblástica nas bandas ricas em quartzo e plagioclásio. O plagioclásio apresenta-se parcialmente sericitizado. E e F - Porfiroblasto alongado e fraturado de granada poiquilítica. A, C e E: nicóis cruzados; B, D e F: nicóis paralelos. Barra: 0,25 mm.

Granada mostra dois hábitos: (a) porfiroblastos xenomórficos a subidiomórficos mais ou menos equidimensionais e com dimensões milimétricas, podendo exibir sombras de pressão; (b) porfiroblastos alongados crescidos nas bandas ricas em micas, apontando, portanto, um crescimento mineral preferencial mimético do mineral. Uma foliação interna desenhada por quartzo, biotita, opacos e mica branca, de dimensões submilimétricas, paralela

à foliação externa (Figura 4.12 A-D) indica que a rocha continuava a evoluir textural e mineralogicamente após o aprisionamento das inclusões pela granada.

Nas proximidades das zonas de cisalhamento transcorrentes, os paragneisses encontram-se milonitizados. A foliação milonítica é desenvolvida pela alternância de bandas ricas em biotita com bandas ricas em quartzo com extinção ondulante, fitados e localmente com evidências de recristalização

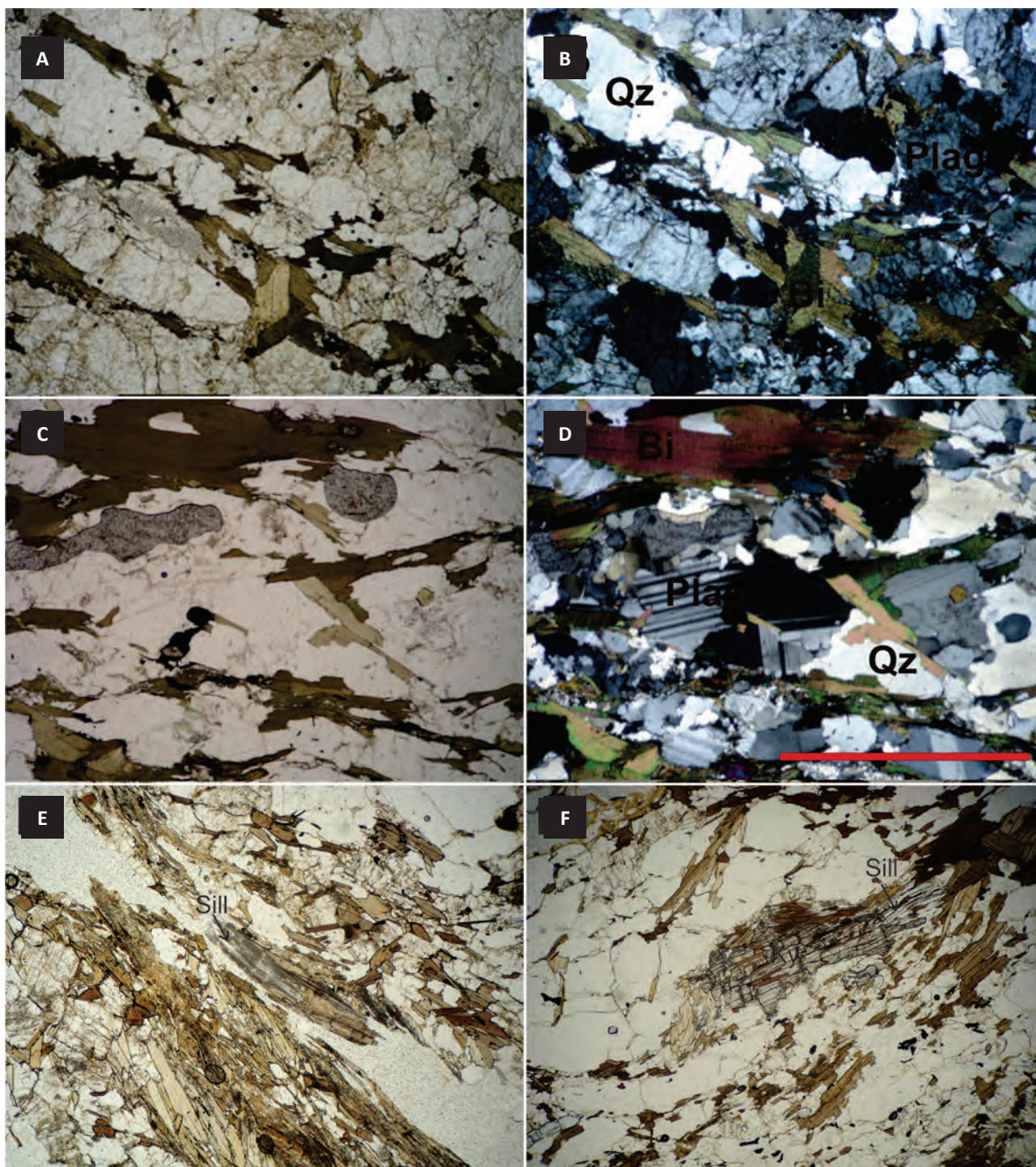


Figura 4.11 – Fotomicrografias dos paragneisses do Complexo Surubim-Caroolina. A-D. Palhetas de micas (Bi) alternando-se com bandas ricas em plagioclásio (Plag) e quartzo (Qz) definem a foliação da rocha. A e C: nicóis paralelos; C e D: nicóis cruzados. E. Sillimanita (Sill) acompanhando a foliação definida por biotita e níveis de quartzo. Nicóis paralelos. F. Cristal de cianita (Ky) com crescimento de sillimanita (Sill) ao longo do contato. Nicóis paralelos. Barra: 0,25 mm.

(Figura 4.13 A-D). Nestas rochas as biotitas encontram esgarçadas. Localmente são observados peixes de micas (principalmente de muscovita; (Figura 4.13 E-F).

4.4 - MAGMATISMO NEOPROTEROZÓICO

4.4.1 - Ortogneisse Pinhões (NP1 γ ph)

Em seção delgada, o Ortogneisse Pinhões apresenta uma mineralogia simples composta

essencialmente por quartzo, plagioclásio e feldspato potássico e 5% a 10% de biotita. O predomínio de plagioclásio sobre microclina fornece uma composição monzogranítica a granodiorítica. A microestrutura é tipicamente gnáissica com níveis lenticulares alternados ricos em quartzo e feldspatos acompanhando a foliação definida pelas palhetas de biotita (Figura 4.14 A). A orientação preferencial de forma de quartzo, dos feldspatos e dos minerais máficos ocorre através de contatos regulares que

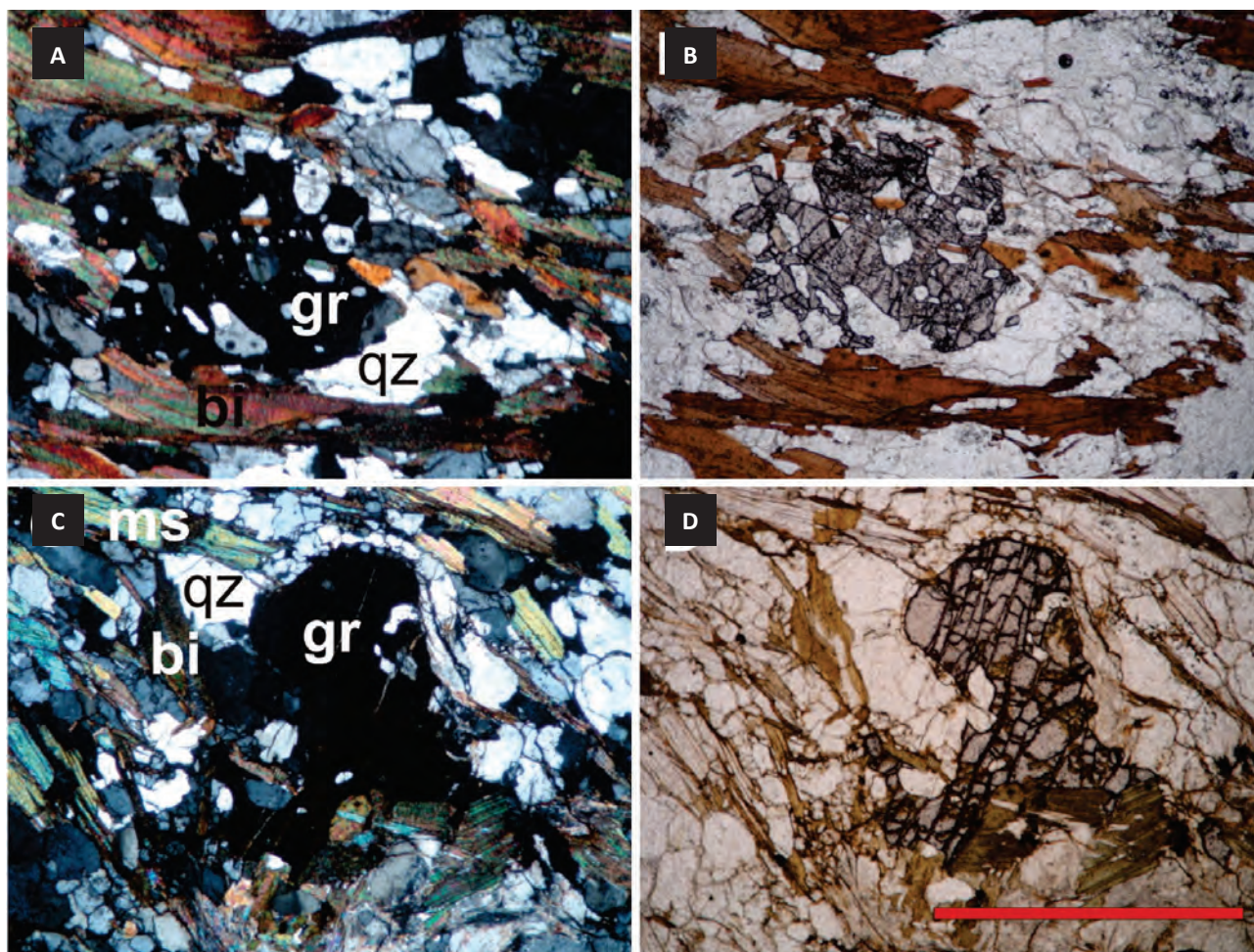


Figura 4.12 – Fotomicrografias de muscovita-biotita xistos granatíferos do Complexo Surubim-Caroolina. A e B: Granada poiquilítica (gr) envolta por foliação definida por palhetas de biotita (bi), feldspatos e quartzo (qz). C e D: cristal de granada fraturado circundado por foliação definida por palhetas de biotita, muscovita (ms) e cristais de quartzo. A e C: nicóis cruzados; B e D: nicóis paralelos. Barra: 0,25 mm.

apontam a atuação de processos de cristalização e de recristalização dinâmica. É comum a ocorrência de mirmequita no contato entre cristais de microclina e plagioclásio. Porfiroblastos de granada são ocasionalmente encontrados (Figura 4.14 B).

4.4.2 - Ortognaisse Mata Limpa (NP_γml)

Este gnaisse é composto essencialmente por quartzo e feldspatos, possuindo menos de 5% de biotita e minerais acessórios. A foliação é definida pela orientação preferencial de forma dos feldspatos e cristais alongados de quartzo (Figura 4.15 A). Os grãos menores de feldspatos apresentam textura granoblástica e ausência de deformação interna significativa. Em contraste, a textura ígnea original ainda é reconhecível em vários locais pelo contorno subédrico de cristais de plagioclásio e microclina. Estes apresentam deformação cristalplástica importante (*kinks*, extinção ondulante, geminados mecânicos) e recristalização dinâmica nos bordos (Figura 4.15 B).

4.4.3 - Suíte Intrusiva Conceição: Plúton Timbaúba (NP3_γ2c4)

Ao microscópio observa-se que as amostras estudadas do plúton Timbaúba têm composição granodiorítica a monzogranítica, geralmente com uma maior proporção modal de plagioclásio sobre feldspato potássico. Os máficos biotita e anfibólio ocorrem em proporções variando de menos de 5% até cerca de 30%. A microestrutura dominante consiste de uma foliação definida por quartzo, feldspatos recristalizados e minerais máficos (Figura 4.16 A) envolvendo porfiroclastos de feldspatos e anfibólio e agregados lenticulares de feldspatos (provavelmente antigos fenocristais totalmente recristalizados). Recristalização dinâmica dos feldspatos é observada em todas as amostras, com aquelas menos afetadas por deformação no estado sólido preservando cristais ígneos remanescentes (Figura 4.16 B). Estes, embora apresentem forte deformação cristalplástica e recuperação (evidenciados pela presença de geminados mecânicos, *kinks*, extinção ondulante e subgrãos), são caracterizados pela preservação de

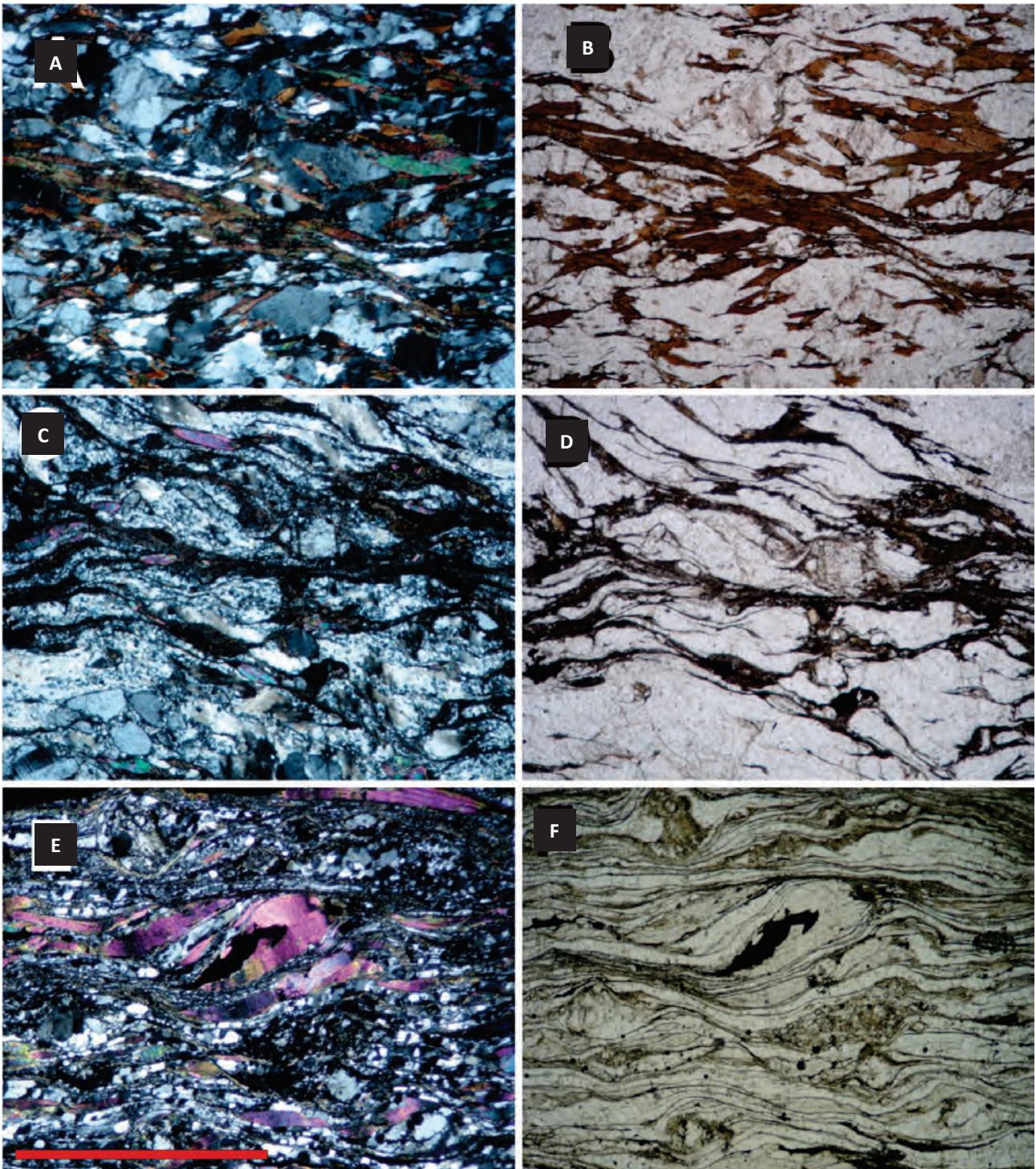


Figura 4.13 – Fotomicrografias de rochas metassedimentares milonitizadas do Complexo Surubim-Carolina. A, B - Foliação milonítica caracterizada pela alternância de bandas ricas em biotita com bandas ricas em quartzo estirado e com extinção ondulante. C, D - Foliação milonítica caracterizada por alternância de bandas ricas em micas esgarçadas e fibrolita e bandas ricas em quartzo recrystalizado. E-F - Peixe de mica (muscovita) em matriz milonítica intensamente recrystalizada. A, C e E: nicóis cruzados; B, D e F: nicóis paralelos. Escala: 0,25 mm.

geminados de crescimento, zonação oscilatória e/ou inclusões (mais comumente de plagioclásio euédrico em feldspato potássico). Além da recrystalização dos feldspatos, mirmequitas abundantes (Figura 4.16 C) e extinção em tabuleiro de xadrez em quartzo (Figura 4.16 D) indicam deformação a temperaturas elevadas. Opacos subédricos, titanita, apatita e zircão compõem a mineralogia acessória primária e anfibólio mostra frequentemente, retrogressão para actinolita

e epidoto. Agregados de grãos de quartzo poligonais indicam crescimento por redução de área posterior ao desenvolvimento da foliação.

4.4.4 - Suíte Intrusiva Itaporanga: Plúton Inácio Pereira (NP3γ2it51)

O plúton Inácio Pereira é caracterizado por intensa deformação tectônica por cisalhamento.

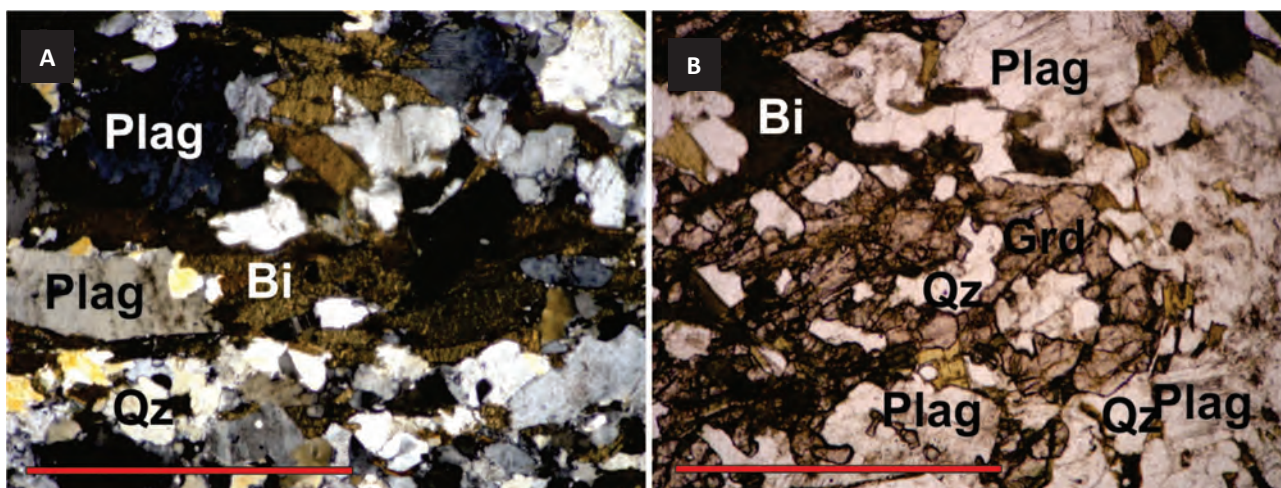


Figura 4.14 – Fotomicrografias do Ortognaisse Pinhões. A. Foliação definida pela orientação preferencial de palhetas de biotita (Bi) e cristais alongados de plagioclásio (Plag). Nicóis cruzados. B. Poiquiloblasto de granada englobando quartzo (Qz) e plagioclásio (Plag). Nicóis paralelos. Escala: 0,25 mm.

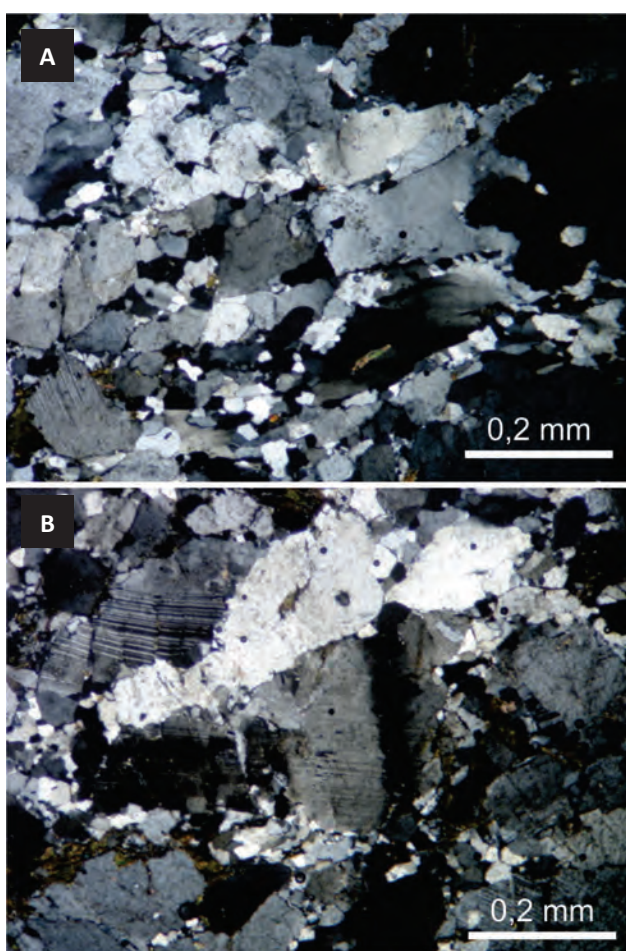


Figura 4.15 – Fotomicrografias em nicóis cruzados do Ortognaisse Mata Limpa. A. Foliação definida pela orientação preferencial de grãos alongados de quartzo e de agregados de feldspatos com textura granoblástica. B. Porfiroclastos de plagioclásio exibindo kinks e bandas de deformação e recrystalização dinâmica nos bordos.

Esta deformação é evidenciada, ao microscópio, pela ocorrência de cristais reliquiares de hornblenda (predominantes), titanita, microclina e plagioclásio.

Estes cristais são circundados por fitas de quartzo, que sofreram intenso processo de recrystalização, associadas com palhetas de biotita, biotita esgarçada e anfibólio fibroso, definido a matriz da rocha (Figura 4.17). As lâminas estudadas são classificadas como milonitos derivados de biotita hornblenda granodioritos.

4.4.5 - Suite Intrusiva Terra Nova: Complexo Bom Jardim (NP3 γ 3tn5) e Plúton Toritama (NP3 γ 3tn4)

A fácies dominante no Complexo Bom Jardim plútons e plúton Toritama (sienito grosso a porfírico) é caracterizada pela abundância de cristais maiores de K-feldspato, representando aproximadamente 60% da moda da rocha (Figuras. 4.18 A e B). Os cristais (microclina peritítica) são subdiomórficos, localmente com bordas corroídas. A matriz da rocha é composta por biotita, hornblenda e, em menor proporção, titanita (Figura 4.18 C e D). Plagioclásio ocorre em menor proporção (10%), associado à hornblenda (10%) e palhetas de biotita (15%) de coloração marrom. Há duas gerações de biotita, a primeira cristalizada a partir do líquido e a segunda formada pela reação de cristais de hornblenda com o líquido. Clinopiroxênio e quartzo são minerais essenciais (> 5% da moda) em algumas amostras. Os principais minerais acessórios são titanita, magnetita, allanita, apatita e zircão. As rochas são classificadas como hornblenda biotita álcali-feldspato sienito.

O Complexo Bom Jardim possui uma fácies extremamente grossa caracterizada pelo predomínio de megacristais de microclina (peritita em filme) com inclusões diminutas de biotita, cujos espaços intersticiais são preenchidos por palhetas de biotita de coloração marrom escura, hornblenda e minerais opacos (ilmenita?) (Figura 4.19 A e B). Nesta fácies fica claro o crescimento secundário de biotita a partir da reação da hornblenda com o líquido residual (Figura 4.19 C e D).

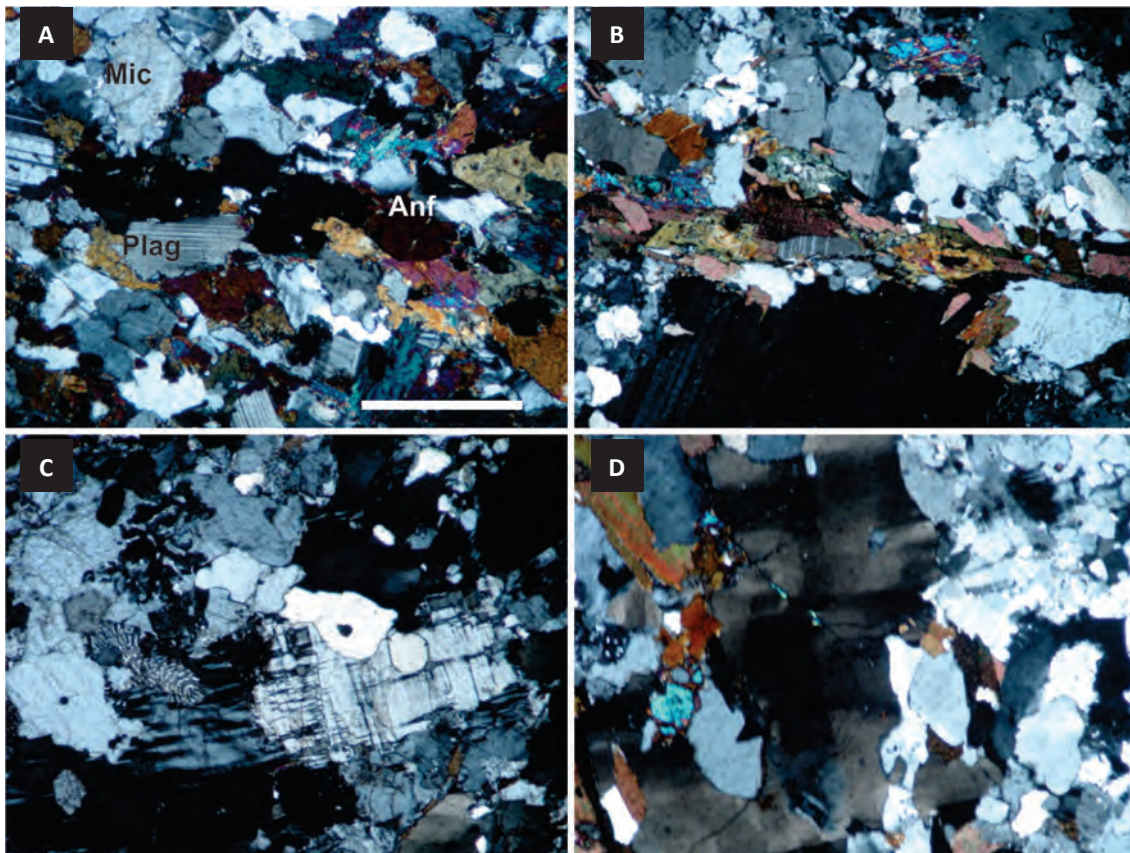


Figura 4.16 – Fotomicrografias em nicóis cruzados do Plúton Timbaúba. A. Foliação definida por grãos alongados de plagioclásio e anfíbólio. B. Parte de um grande porfiroclasto de plagioclásio (base da foto) envolto pela foliação. C. Mirmequitas. D. Quartzo com extinção em tabuleiro de xadrez. Escala: 0,25 mm.

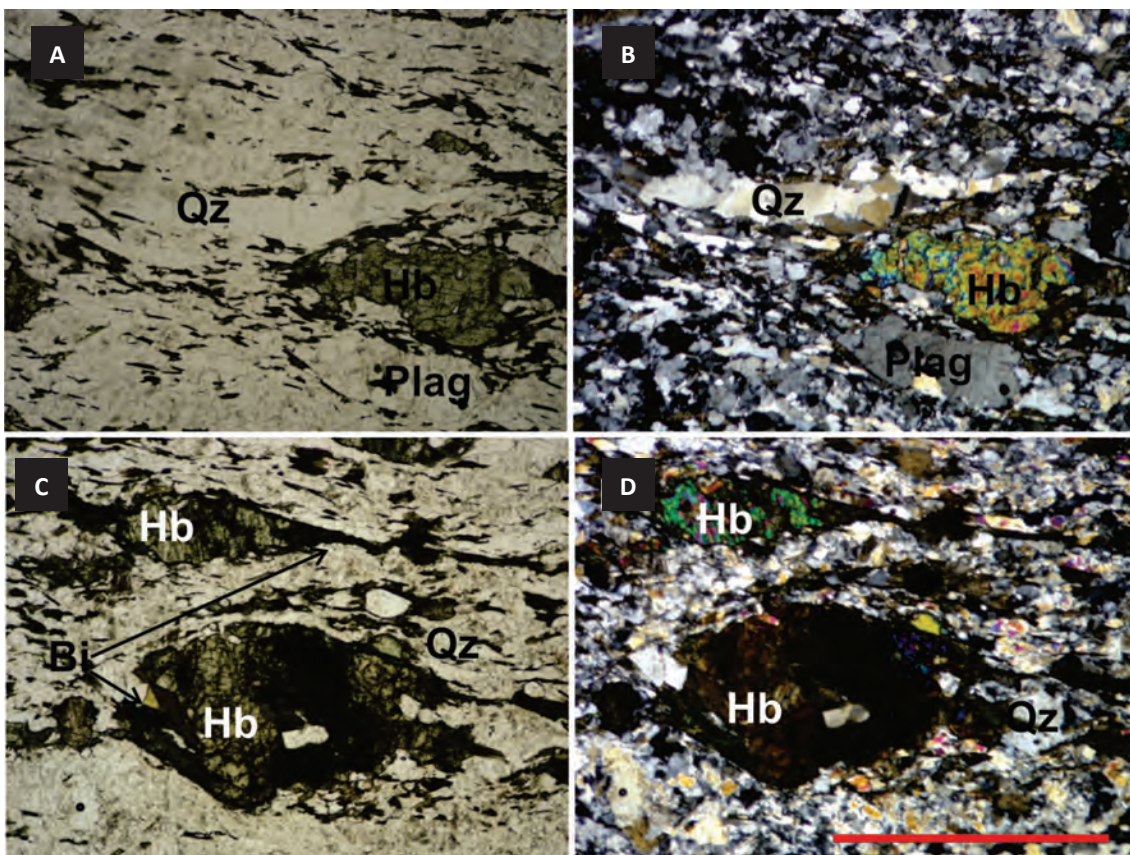


Figura 4.17 – Fotomicrografias de milonitos do pluton Inácio Pereira. (A, B) Porfiroclastos de hornblenda (Hb) e plagioclásio (Plag) circundados por fitas de quartzo (Qz) e palhetas de biotita que definem a foliação milonítica. (C, D) Curvatura da foliação milonítica em torno de porfiroclastos de hornblenda (Hb). (A, C) Nicóis paralelos. (B, D) Nicóis cruzados. Barra: 2,5 mm.

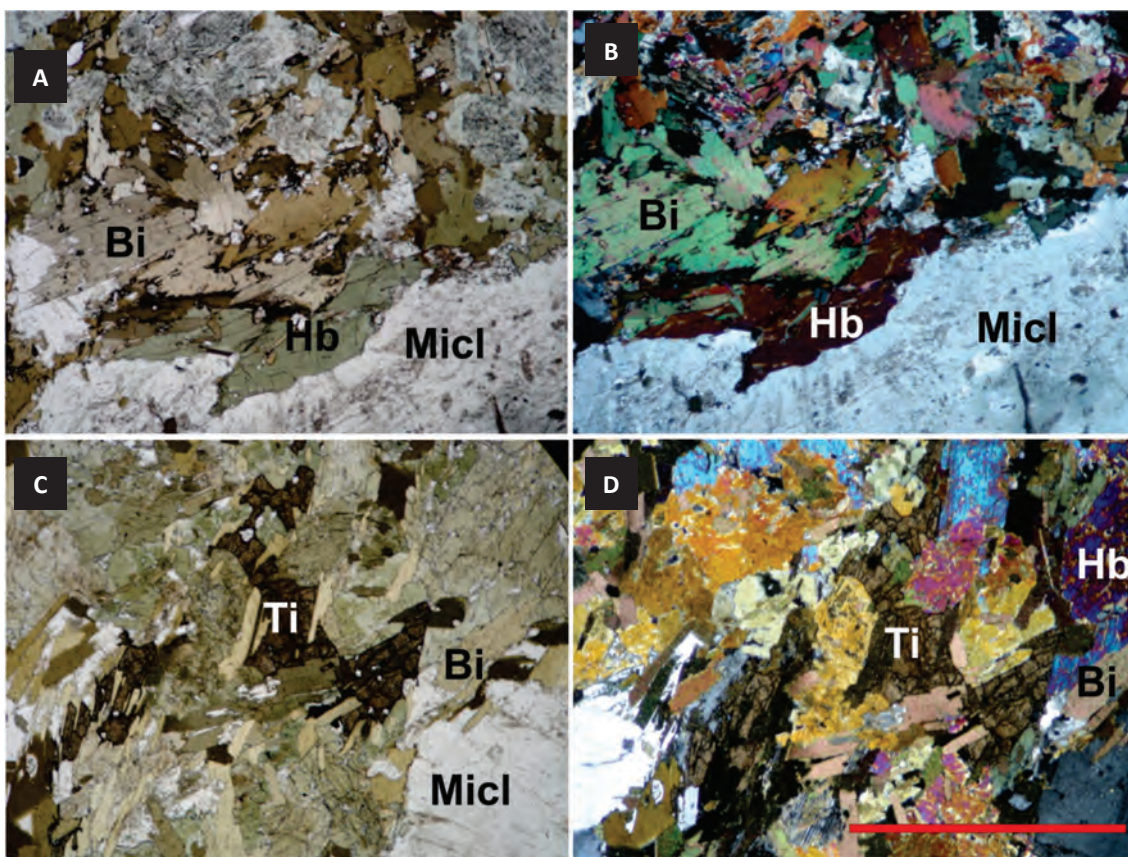


Figura 4.18 – Fotomicrografias da fácies grossa a porfirítica do Complexo Bom Jardim. (A, B) Parte de um megacristal de K-feldspato (Micl) circundado por biotita e anfibólio. (C, D) Matriz da rocha composta por biotita (Bi), anfibólio (Hb) e titanita (Ti). (A, C) Nicóis paralelos. (B, D) Nicóis cruzados. Barra: 2,5 mm.

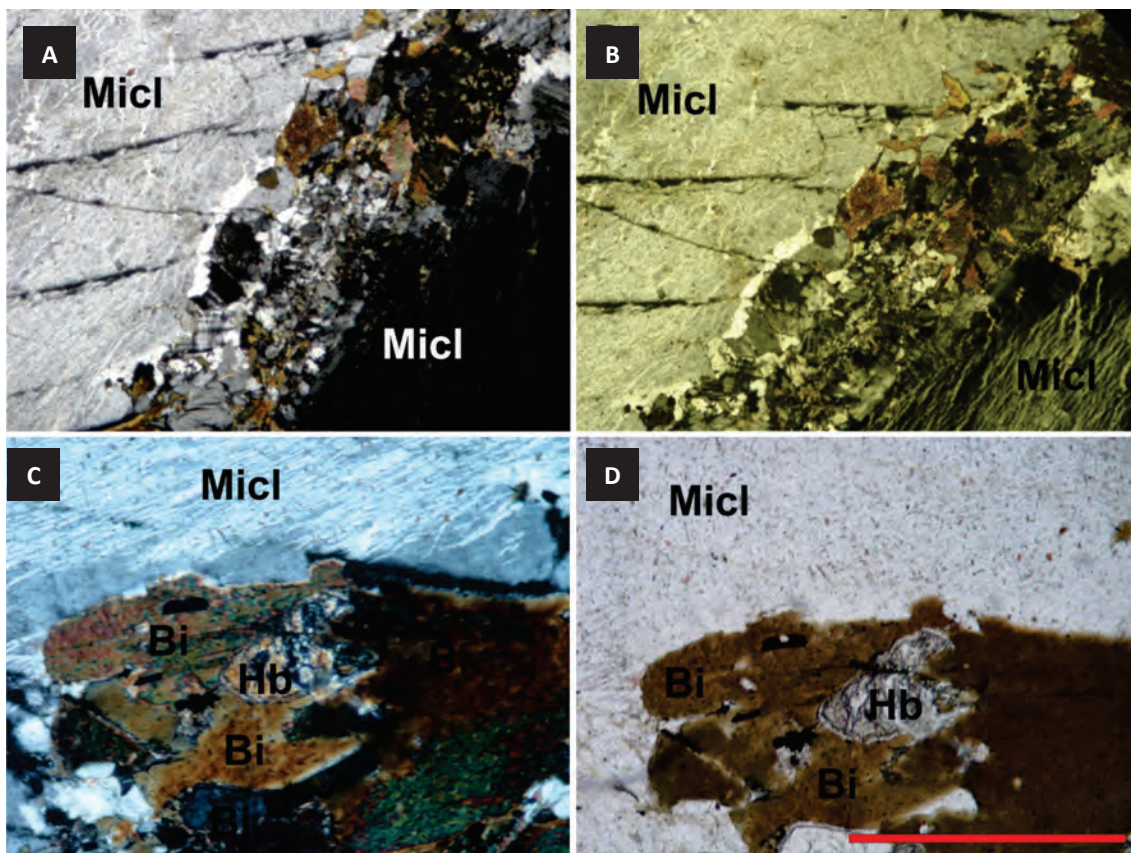


Figura 4.19 – Fotomicrografias da fácies extremamente grossa do Complexo Bom Jardim. (A, B) Partes de megacristais de microclina micropertítica (Micl) circundados por matriz fina composta por K-feldspato, biotita e anfibólio. (C, D) Geração de bitotia (Bi) a partir da reação do anfibólio (Hb) com o líquido residual. (A, C) Nicóis paralelos. (B, D) Nicóis cruzados. Barra: 2,5 mm

Os leucogranitos que cortam as diferentes fácies sieníticas são caracterizados petrograficamente por proporções iguais de microclina e plagioclásio (localmente sericitizado). Cristais de plagioclásio ocorrem circundados por cristais de quartzo com extinção ondulante e início de formação de subgrãos, ou como agregados cujas bordas são sericitizadas (Figura 4.20 A e C). Cristais subeudrais de microclina ocorrem com geminados do tipo Carlsbad, indicando inversão de ortoclásio. Podem possuir inclusões de plagioclásio sericitizados e são circundados por quartzo com extinção ondulante e formação de subgrãos, e por palhetas de biotita (Figura 4.19 B e D). As rochas são classificadas como biotita monzogranitos.

4.4.6 - Suíte Intrusiva Itaporanga: Plúton Aroeiras (NP3 γ 2it35)

Ao microscópio, as rochas graníticas do plúton Aroeiras apresentam textura inegranular subidiomórfica, com cristais euédricos a subédricos de plagioclásio e hornblenda (Figura 4.21a),

subédricos a anédricos de microclina e anédricos de quartzo e biotita (Figuras. 4.21a, 4.21b). Microclina pode ser poiquilitica, englobando cristais euédricos de plagioclásio e inclusões arredondadas de quartzo (Figura 4.21c). Uma orientação preferencial de forma definida pelo comprimento maior de cristais de plagioclásio e anfibólio pode estar presente (Figura 4.21d).

4.5 - METAMORFISMO

A associação de hornblenda e plagioclásio nos ortognaisses dos complexos Vertentes e Salgadinho indica condições *P-T* prováveis da fácies anfibolito, o que equivale a dizer que essas são as condições de formação do bandamento gnáissico e, conseqüentemente, da deformação. Todavia, a ocorrência de pseudomorfos totais de hornblenda compostos de clorita+biotita+quartzo+opacos, é forte indicio de retrometamorfismo. O quartzo poderia fazer parte da associação pré-retrometamórfica como inclusões nos poiquiloblastos de hornblenda. Faixas miloníticas subparalelas ao bandamento principal

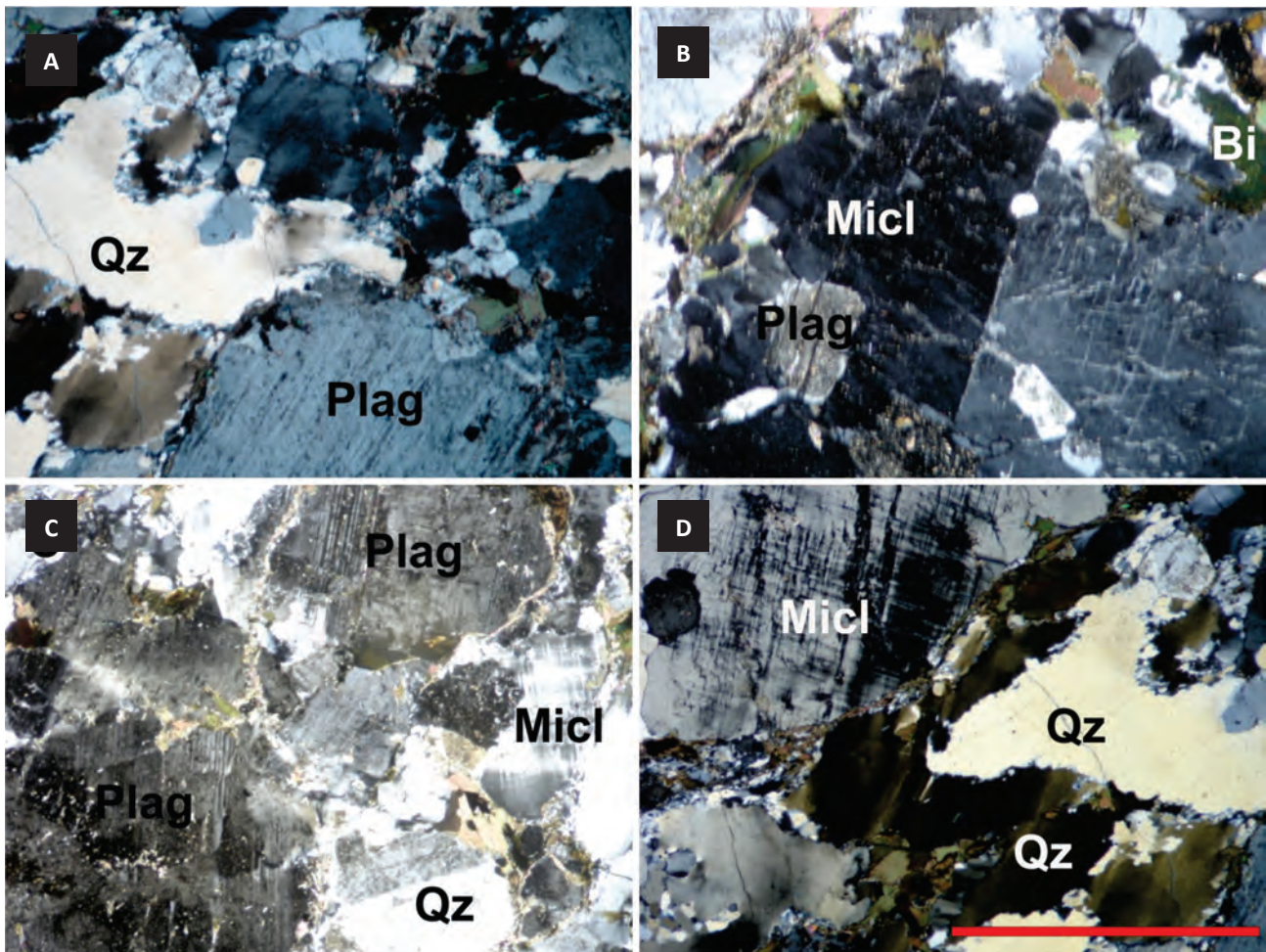


Figura 4.20 – Fotomicrografias dos leucogranitos que cortam as fácies sieníticas do Complexo Bom Jardim. A. Cristal de plagioclásio (Plag) circundados por quartzo (Qz) com extinção ondulante e início de formação de subgrãos. B. Cristal de microclina com geminação Carlsbad, com inclusão de plagioclásio (Plag) parcialmente sericitizado. C. Agregados de cristais de plagioclásio (Plag) com bordas sericitizadas, circundados por quartzo (Qz) e microclina (Micl). D. Quartzo (Qz) apresentando formação de subgrãos. Barra: 2,5 mm.

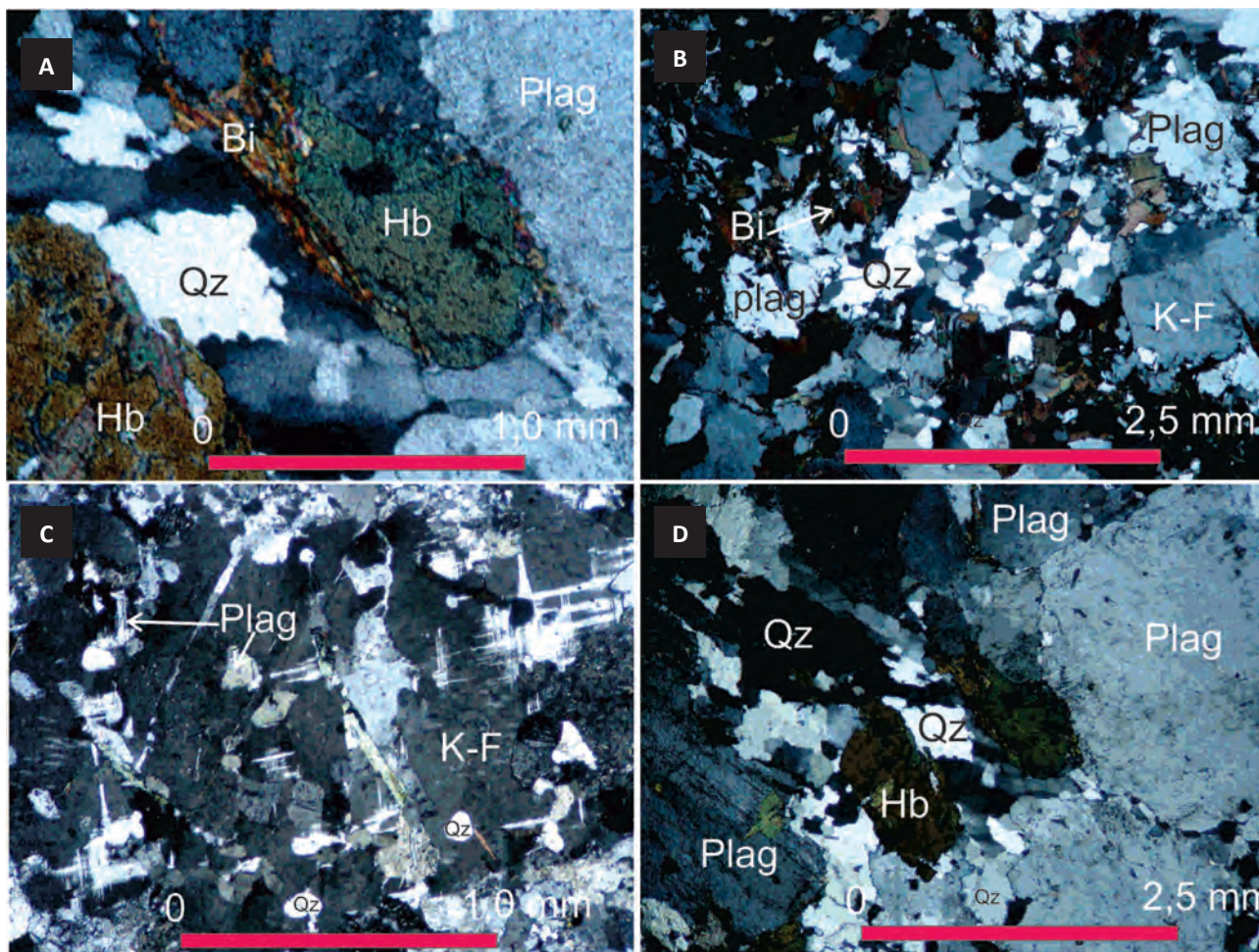


Figura 4.21 – Fotomicrografias do plúton Aroeiras. (a) Cristais idiomórficos de plagioclásio e hornblenda. (b) Agregado arredondado de grãos de quartzo anédricos. (c) Microclina poiquilitica com inclusões de quartzo e plagioclásio. (d) Cristais inequidimensionais de plagioclásio e hornblenda definindo uma orientação preferencial.

no interior das quais crescem epidoto+quartzo recristalizado fino+biotita também indicam retrometamorfismo para a fácies xisto-verde.

Nas rochas metassedimentares, quartzo, plagioclásio, biotita, muscovita, granada e sillimanita, além dos acessórios opacos, apatita, zircão e turmalina são primários no sentido de que foram gerados durante o evento metamórfico-deformacional de mais alta temperatura a atingir estes metassedimentos. Fibrolita encontra-se associada com biotita, de modo que adota-se para a ocorrência regional dos dois minerais o termo zona biotita-sillimanita.

Dois fontes de dados de química mineral estão disponíveis para as rochas metassedimentares. Silva et al. (2005) analisaram micas, granada e plagioclásio por microsonda eletrônica em quatro amostras de xistos e gnaisses pelíticos do Complexo Surubim. Uma delas foi coletada na região de Alcantil, na

vizinha Folha Santa Cruz do Capibaribe. Resultados termobarométricos preliminares com o método multirreação indicam condições *P-T* regionais da ordem de 8 kbar e 645-750°C, compatíveis pois com os dados geológicos. Isto é, metamorfismo do tipo cianita-sillimanita (pressão média), uma vez que restos de cianita são encontrados em algumas amostras, e pico de temperatura atingindo a fácies anfibolito alta.

Barreto (2008) executou dezenas de análises de minerais de mármore do Complexo Surubim nas folhas Surubim e Caruaru. Resultados termobarométricos, com o método multirreação, da ocorrência de Olho D'Água de Santo Antônio, na Folha Caruaru, forneceram temperaturas entre 626 e 686°C ($X_{\text{CO}_2} = 0,5$) e 614 e 671°C ($X_{\text{CO}_2} = 0,75$). Esses valores são similares aos obtidos para os metapelitos e sugerem que as temperaturas durante o pico do metamorfismo estariam na fácies anfibolito, provavelmente acima dos 650 °C.

5 – LITOGEOQUÍMICA

5.1 - EMBASAMENTO PALEOPROTEROZÓICO

5.1.1 - Complexo Vertentes (PP2ve)

Dados litogeoquímicos para o Complexo Vertentes, na Folha Surubim, são reportados por Neves e Alcantara (2010) e complementados por três análises adicionais apresentadas na Tabela 5.1. As amostras apresentam uma variação no teor de sílica entre 57 e 74%, com predomínio de valores intermediários, e teores relativamente elevados de MgO (0,3-3,1%), FeO (3,3-8%) e CaO (1,2-4,6 %). Com exceção de K₂O e Na₂O, que apresentam grande dispersão, todos os óxidos de elementos maiores apresentam correlação negativa com sílica (Figura 5.1). Em termos de elementos traço, as amostras são caracterizadas por valores elevados de Sr (500 a 3000 ppm) e Ba (1000 a 6000 ppm), moderados de Zr (150 a 300 ppm) e relativamente baixos de Rb (60 a 150 ppm).

Os padrões de elementos terras raras (Figura 5.2a) são moderada a fortemente fracionados (razão $(La/Yb)_N = 12-48$), mostrando um rápido decréscimo do La ao Sm e um perfil achatado na região dos terras raras pesados. Na maioria das amostras, anomalias de Eu são pequenas ou negligenciáveis; uma amostra apresenta uma forte anomalia negativa, enquanto leves anomalias positivas são encontradas em outras três. Em diagrama multielementar normalizado pelo manto primitivo (Figura 5.2b), os padrões dos ortognaisses são caracterizados por anomalias negativas de Ta, Nb e Ti. As amostras são metaluminosas (índice de saturação em alumina < 1; Tabela 5.1), dispõem-se segundo um *trend* claramente cálcio-alcálico (Figura 5.3a) e projetam-se no campo de arco vulcânico em diagramas discriminantes de ambientes tectônicos (Figura 5.3b).

5.1.2 - Complexo Salgadinho (PP2sg)

Análises de amostras deste complexo são listadas na Tabela 5.1. Em comparação com o Complexo Vertentes, elas são mais ricas em sílica, levemente peraluminosas (Tabela 5.1), e não seguem os *trends* definidos pelas amostras deste último nos diagramas de Harker (Figura 5.1). Três das quatro amostras analisadas são bastante semelhantes em termos de elementos traço, apresentando teores similares de Sr (240-450 ppm), Ba (700-1900 ppm) e Zr (95-170 ppm) e padrões de elementos terras raras menos fracionados que as amostras do Complexo Vertentes, com uma leve anomalia negativa de Eu (Figura 5.2c). Anomalias negativas de Ta, Nb e Ti estão presentes em aranhogramas de elementos traço (Figura 5.2d) e as demais características geoquímicas sugerem intrusão em ambiente de arco magmático (Figura 5.3).

5.1.3 - Ortognaisse Mata Virgem (PP3γmv)

Apenas uma amostra do Ortognaisse Mata Virgem foi analisada (Tabela 5.1). Ela apresenta características geoquímicas similares às das amostras do Complexo Salgadinho, mas distingue-se por apresentar uma anomalia negativa de Eu bem marcada no diagrama de elementos terras raras (Figura 5.2c) e menores depressões de Ta e Nb em diagrama multielementar (Figura 5.2d). Nos diagramas de Pearce et al. (1984), a amostra projeta-se no campo dos granitos de arco vulcânico, porém bem próximo ao limite com o campo dos granitos sincolisionais (Figura 5.3b).

5.2 - MAGMATISMO INTRAPLACA PALEO A MESOPROTEROZÓICO

5.2.1 - Complexo Gabro -Anortosítico de Passira (PP4δpa)

Quatro amostras do Ortognaisse Candiais foram analisadas e são listadas na Tabela 5.2 juntamente com outras amostras de ortognaisses graníticos associados com o Complexo Gabro-Anortosítico de Passira (Accioly, 2000). Apesar do número reduzido, as amostras apresentam *trends* bem definidos nos diagramas de Harker (Figura 5.4), com correlações negativas de MgO e CaO com sílica. Fe₂O₃, TiO₂, K₂O e P₂O₅ exibem, inicialmente, um aumento e, depois, uma diminuição com o teor de sílica. Estes padrões são típicos de cristalização fracionada, sugerindo fracionamento de anfibólio, ao qual se juntam, com o decorrer da cristalização, ilmenita e apatita (a partir de 65% de SiO₂) e feldspato potássico (a partir de 70% de sílica). Nos diagramas de elementos terras raras, três das amostras analisadas mostram padrão em andorinha, típico de granitos do tipo A (Figura 5.5a). O caráter não-orogênico é reforçado pelo fato das amostras caírem no campo de granitos intraplaca (Figura 5.5b) ou na transição entre granitos intraplaca e de dorsais oceânicas (Figuras. 5.5c) em diagramas discriminantes de ambientes tectônicos (Pearce et al., 1984).

5.2.2 - Ortognaisse Taquaritinga (MP1γst)

A geoquímica do Ortognaisse Taquaritinga é discutida por Sá et al. (2002), que realizaram 11 análises químicas para elementos maiores, traço e terras raras para esta unidade na Folha Santa Cruz do Capibaribe. As análises revelaram assinatura metaluminosa, rica em álcalis (Na₂O + K₂O). Os elementos terras raras normalizados por condrito mostram um padrão bastante fracionado, com enriquecimento em terras raras leves em relação

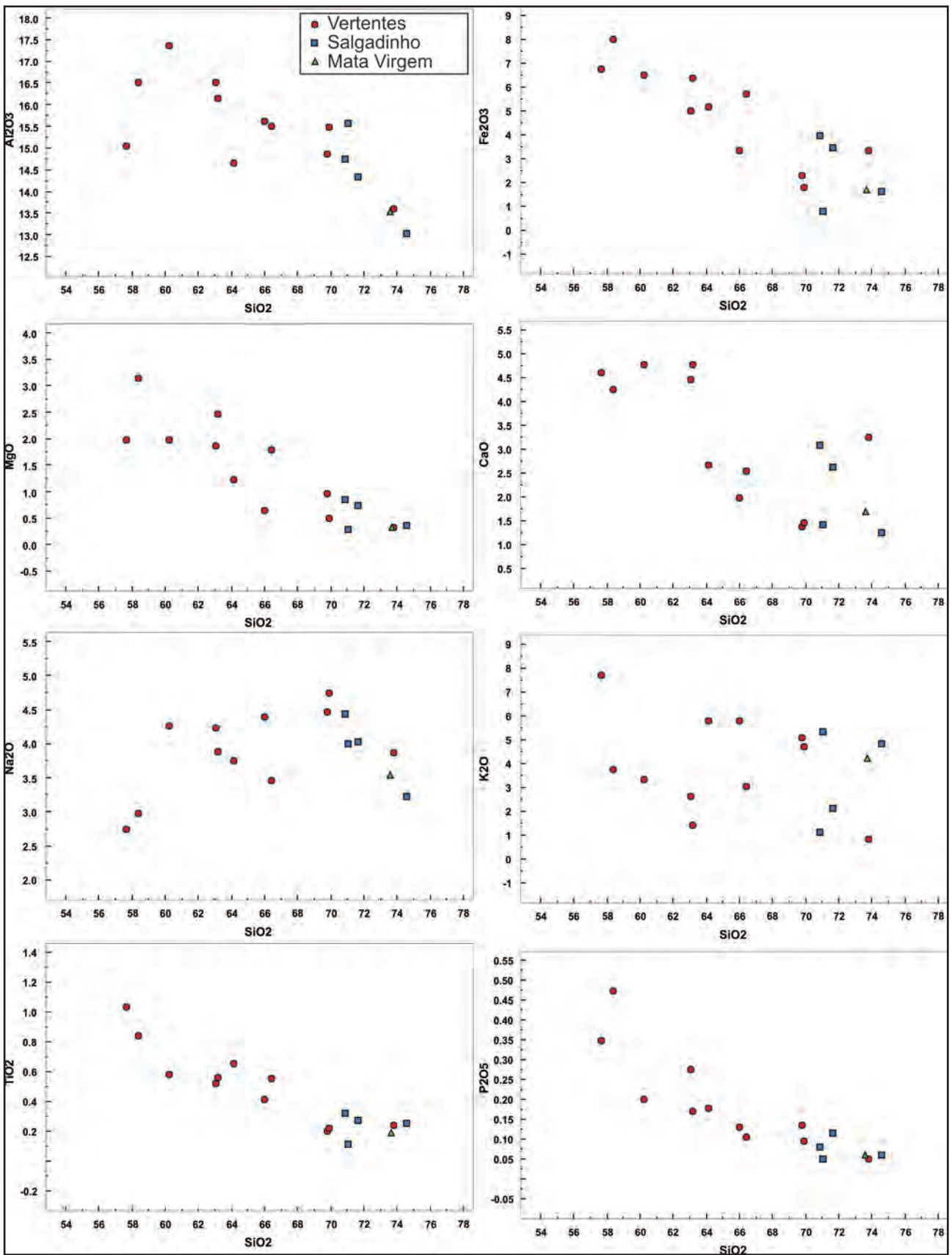


Figura 5.1 – Diagramas Harker para óxidos de elementos maiores de amostras dos complexos Vertentes (losangos) e Salgadinho (quadrados) e do Ortognaisse Mata Virgem (triângulo). Esta e as demais figuras deste capítulo foram elaboradas utilizando o software PetroGraph (Petrelli et al., 2005).

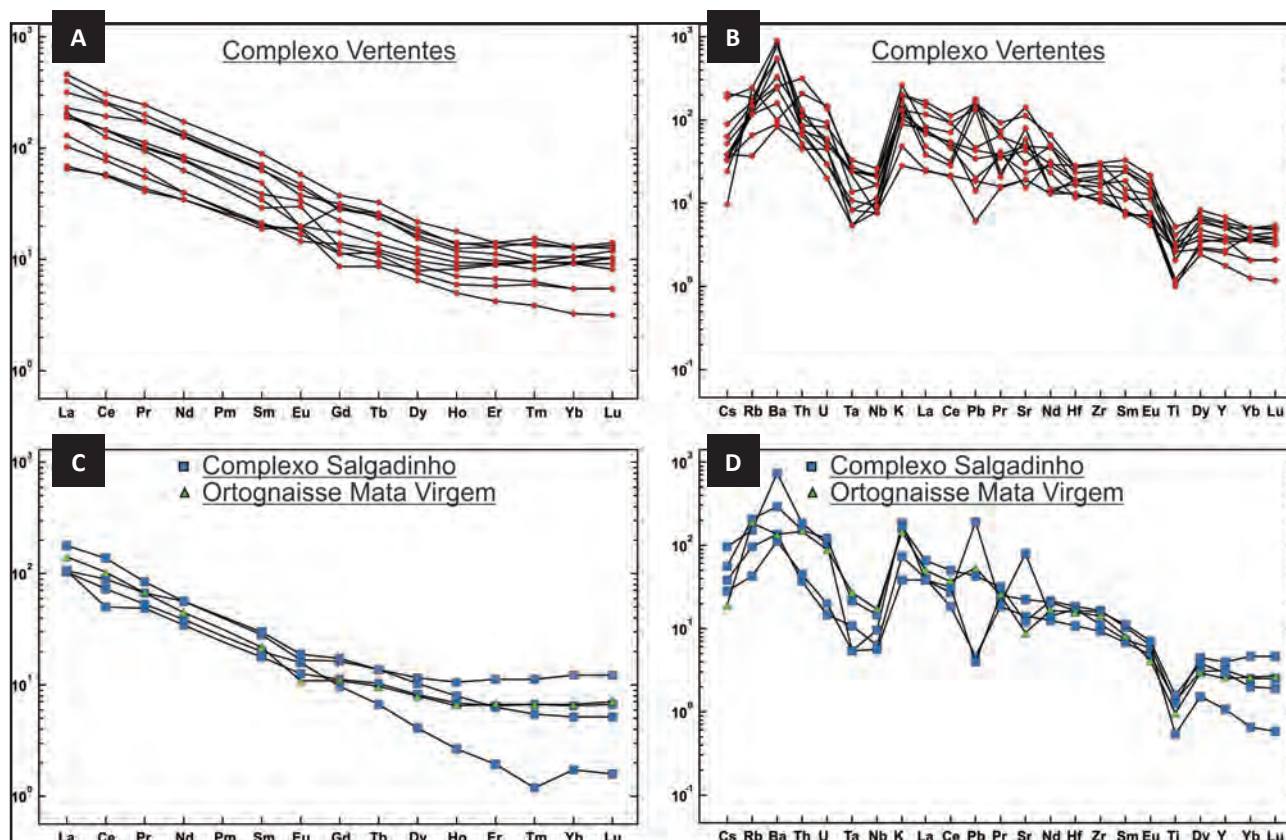


Figura 5.2 – Diagramas de (a, c) elementos terras raras (normalizados pelo condrito; Sun e McDonough, 1989) e (b, d) multielementar (normalizados pelo manto primitivo; McDonough e Sun, 1995) para amostras dos complexos Vertentes (losangos) e Salgado (quadrados) e do Ortognaisse Mata Virgem (triângulo).

aos pesados e forte anomalia negativa de Eu. O Ortognaisse Taquaritinga apresenta valores elevados de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial ($0,7104 \pm 0,00045$) e valores de ϵNd e FeO tendo protólitos mais pelíticos, enquanto as mais ricas em sílica são constituídas essencialmente de quartzo e plagioclásio. Os diagramas de Harker mostram pouca dispersão dos elementos maiores (Figura 5.6). Quando comparadas com a composição média das argilas pós-arqueanas australianas (*Post-Archean Australian Shale*, PAAS), as amostras são mais ricas em $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}$ e mais pobres em Al_2O_3 , como mostrado no diagrama ternário A-CN-K (Figura 8 de Neves e Alcantara, 2010). Estas observações sugerem que a composição original dos sedimentos foi pouco afetada por processos pós-deposicionais.

5.3 - SEQUÊNCIAS METASSEDIMENTARES

Neves e Alcantara (2010) apresentaram dezesseis análises de xistos e paragneisses para a Folha Surubim. Destas, três pertencem ao Complexo Sertânia de acordo com o limite entre esta unidade e o Complexo Surubim-Caroalina adotada neste trabalho. Estes dados são mostrados na Tabela 5.3 juntamente com dez novas análises, uma para o Complexo Sertânia e nove para o Complexo Surubim-Caroalina.

As amostras do Complexo Sertânia têm 59 a 69% de SiO_2 e teores de elementos maiores semelhantes às amostras do Complexo Surubim-Caroalina para concentrações similares de sílica (Figura 5.6). Neste último, os teores de SiO_2 variam de 57 a 81%. Esta ampla variação reflete

a composição mineralógica das amostras, com aquelas mais pobres em sílica e mais ricas em MgO e FeO tendo protólitos mais pelíticos, enquanto as mais ricas em sílica são constituídas essencialmente de quartzo e plagioclásio. Os diagramas de Harker mostram pouca dispersão dos elementos maiores (Figura 5.6). Quando comparadas com a composição média das argilas pós-arqueanas australianas (*Post-Archean Australian Shale*, PAAS), as amostras são mais ricas em $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}$ e mais pobres em Al_2O_3 , como mostrado no diagrama ternário A-CN-K (Figura 8 de Neves e Alcantara, 2010). Estas observações sugerem que a composição original dos sedimentos foi pouco afetada por processos pós-deposicionais.

Elementos considerados imóveis durante processos intempéricos, diagenéticos ou metamórficos, como Th, Sc e os elementos terras raras (e.g., McLennan e Taylor, 1991), ressaltam a similaridade entre os dois complexos. Isto é ilustrado no diagrama ternário Th-Sc-La (Figura 5.7) e pelos padrões normalizados dos elementos terras raras (Figura 5.8a). Estes últimos são caracterizados por enriquecimento nos terras raras leves e baixo fracionamento dos terras raras pesados ($(\text{Tb}/\text{Y})_N = 1-2,7$), com anomalias negativas de Eu pequenas ou ausentes (Figura 5.8b).

Tabela 5.1 – Análises litogeoquímicas de amostras dos complexos Vertentes e Salgadinho e do Ortognaise Mata Virgem (MV). ASI - Alumina saturation index.

	Vertentes											Salgadinho					MV
	VAN-03	VAN-29	VAN-43	VAN-45	VAN-58	VAN-58	VAN-59	VAN-52A	VAN-53	SU-499	SU-541	SU-494	SU-551	SU-497	SU-503	CIV-30B	
SiO ₂	66,42	58,44	69,78	69,95	64,15	66,04	57,70	63,12	73,85	60,29	63,19	57,19	74,63	70,91	71,68	71,09	73,72
Al ₂ O ₃	15,48	16,49	14,85	15,47	14,65	15,61	15,03	16,51	13,6	17,34	16,13	20,19	13,02	14,73	14,32	15,55	13,45
Fe ₂ O ₃	5,67	7,99	2,29	1,79	5,14	3,30	6,71	5,00	3,32	6,49	6,34	4,85	1,59	3,94	3,42	0,79	1,67
MgO	1,78	3,12	0,96	0,48	1,21	0,63	1,96	1,85	0,31	1,97	2,45	1,57	0,35	0,84	0,73	0,27	0,33
CaO	2,54	4,23	1,36	1,44	2,66	1,96	4,60	4,45	3,23	4,77	4,77	5,55	1,23	3,08	2,61	1,40	1,76
Na ₂ O	3,45	2,97	4,45	4,74	3,74	4,39	2,74	4,22	3,86	4,26	3,88	4,32	3,22	4,43	4,02	3,99	3,49
K ₂ O	3,03	3,74	5,05	4,67	5,78	5,79	7,69	2,59	0,82	3,32	1,38	3,77	4,82	1,11	2,10	5,31	4,22
TiO ₂	0,55	0,84	0,20	0,22	0,65	0,41	1,03	0,52	0,24	0,58	0,56	0,65	0,25	0,32	0,27	0,11	0,19
P ₂ O ₅	0,103	0,471	0,135	0,094	0,177	0,129	0,347	0,275	0,05	0,2	0,17	0,24	0,06	0,08	0,113	0,049	0,06
MnO	0,10	0,10	0,07	0,05	0,11	0,07	0,13	0,10	0,06	0,15	0,12	0,07	0,04	0,07	0,09	0,02	0,06
Cr ₂ O ₃	0,011	0,003	0,008	<0,002	0,006	0,003	0,002	0,004	<0,002	0,01	0,003	0,004	<0,002	0,003	0,002	<0,002	<0,002
Ni	45	<20	28	22	32	45	<20	<20	<20	15,3	5,7		<20	4,9	<20	<20	<20
Sc	13	15	6	5	11	6	15	9	12	13	15	11	3	11	7	2	3
LOI	0,7	1,3	0,2	0,4	0,7	0,6	1,1	1,0	0,5	0,4	0,8	1,1	0,5	0,3	0,5	0,7	0,9
Sum	99,84	99,67	99,36	99,29	98,99	98,94	99,04	99,64	99,82	99,76	99,81	99,51	99,7	99,81	99,85	99,26	99,85
Ba	669	1658	3635	3597	5243	5457	5959	1576	542	1045	582	2182	1969	733	903	4820	886
Be	2	2	1	3	4	3	3	3	2	2	<1	3	1	1	<1	4	2
Co	49,2	61,7	50,7	96,1	60,2	84,1	81,9	39,5	49,6	12,6	30,8	62,9	33,1	31,3	70,9	51,9	21,6
Cs	3,9	1,3	4,4	1,1	1,9	0,5	0,2	0,8	0,8	0,7	0,7	0,7	1,2	0,6	0,8	2,0	0,4
Ga	20,8	17,8	14,2	19,1	18,9	19,1	14,1	19,9	17,7	20,0	16,9	23,3	13,1	16,9	15,1	21,5	19,0
Hf	5,5	4,7	3,6	4,8	7,7	7,7	6,6	3,3	5,5	5,1	3,7	8,1	5,3	4,7	3,0	4,8	4,5
Nb	10,7	13,8	5,0	7,8	14,5	13,5	17,4	5,1	5,3	7,1	6,1	10,9	9,7	3,7	4,1	6,3	11,4

Tabela 5.1 – Análises litogeoquímicas de amostras dos complexos Vertentes e Salgadinho e do Ortognaisse Mata Virgem (MV). ASI - Alumina saturation index. (continuação)

	VAN-03	VAN-29	VAN-43	VAN-45	VAN-58	VAN-59	VAN-52A	VAN-53	SU-499	SU-541	SU-494	SU-551	SU-497	SU-503	CIV-30B	CIV-61	SU-515				
	Vertentes																Salgadinho				MV
Rb	145,9	90,1	110,8	72,7	98,1	85,2	145,4	72,9	22,4	69,5	39,0	89,0	124,0	25,8	57,1	92,0	112,2				
Sn	1	<1	2	<1		1	2	<1	<1	<1	1	<1	<1	<1	1	<1	<1				
Sr	308,1	603,7	1183,0	1591,0	2272,0	2759,0	970,3	844,8	386,8	471,3	388,4	946,1	241,1	450,8	284,4	1578,0	174,2				
Ta	0,9	1,0	<0,1	0,3	0,9	0,9	1,2	0,3	0,2	0,2	0,4	0,5	0,8	0,2	0,4	0,2	1,0				
Th	16,4	24,7	5,9	6,4	8,7	10,4	6,7	5,8	3,5	4,1	5,2	8,8	12,0	3,5	2,9	14,8	11,8				
U	3,0	2,8	1,2	0,9	1,2	1,0	1,7	0,6	0,9	0,4	0,6	1,9	2,5	0,4	0,3	2,1	1,8				
V	77	85	28	21	38	17	53	33	<8	55	82	46	9	25	21	<8	14				
W	389,9	463,1	329,9	708,4	356,4	600,9	445,4	221,7	444,0	<0,5	214,2	370,9	321,5	284,6	790,9	555,6	199,8				
Zr	177,5	164,6	117,0	139,5	313,8	293,7	253,5	136,6	222,5	207,0	110,4	316,1	171,7	167,1	95,6	115,8	149,6				
Y	21,2	24,9	15,8	7,6	29,8	21,2	24,4	10,8	11,6	15,8	14,7	16,8	17,4	12,4	13,7	4,6	11,0				
La	44,3	74,7	30,7	24,6	108,2	93,5	54,2	49,0	15,5	47,4	16,1	44,5	42,5	25,0	25,4	24,5	33,0				
Ce	90,0	155,1	53,7	46,8	188,4	157,8	119,8	76,8	35,5	88,5	34,1	89,4	84,3	53,8	30,5	45,0	62,7				
Pr	10,69	16,47	5,98	5,26	23,51	19,02	16,22	9,02	4,1	9,56	3,93	9,73	7,95	6,32	4,66	5,01	6,44				
Nd	39,3	59,8	18,7	18,6	81,8	63,5	58,4	29,4	16,3	35,7	16,1	36,6	26,5	26,2	16,0	17,9	20,9				
Sm	7,51	9,83	3,19	3,02	13,52	10,86	9,63	4,49	2,92	5,21	3,19	5,91	4,27	4,55	2,73	3,03	3,33				
Eu	1,11	2,18	0,96	1,08	3,31	2,72	2,55	1,74	1,13	1,16	0,84	1,97	0,98	1,1	0,74	0,91	0,63				
Gd	6,06	6,58	2,32	1,78	7,66	5,72	5,72	2,64	2,35	3,55	2,81	4,65	3,34	3,5	2,32	1,98	2,26				
Tb	0,88	0,97	0,43	0,32	1,22	0,90	0,97	0,41	0,35	0,51	0,46	0,63	0,52	0,51	0,38	0,25	0,36				
Dy	4,20	4,72	2,28	1,65	5,56	3,88	4,48	1,91	2,00	2,83	2,47	3,21	2,97	2,61	2,06	1,04	2,00				
Ho	0,72	0,78	0,40	0,28	1,01	0,68	0,80	0,34	0,46	0,54	0,49	0,6	0,6	0,45	0,39	0,15	0,37				
Er	2,15	2,31	1,12	0,70	2,37	1,84	2,14	0,95	1,48	1,5	1,5	1,59	1,87	1,04	1,09	0,32	1,11				
Tm	0,36	0,34	0,16	0,10	0,39	0,24	0,27	0,15	0,24	0,24	0,21	0,24	0,29	0,14	0,17	0,03	0,17				

Tabela 5.1 – Análises litogeoquímicas de amostras dos complexos Vertentes e Salgadinho e do Ortognaise Mata Virgem (MV). ASI - Alumina saturation index. (continuação)

	Vertentes											Salgadinho					MV
	VAN-03	VAN-29	VAN-43	VAN-45	VAN-58	VAN-59	VAN-52A	VAN-53	SU-499	SU-541	SU-494	SU-551	SU-497	SU-503	CIV-30B	CIV-61	
Yb	2,17	2,19	0,92	0,55	2,21	1,54	1,79	0,92	1,81	1,6	1,54	1,54	2,08	0,88	1,11	0,29	1,13
Lu	0,34	0,32	0,14	0,08	0,36	0,26	0,26	0,14	0,3	0,26	0,23	0,21	0,31	0,13	0,17	0,04	0,18
TOTAL C	0,25	0,08	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	<0,02	0,07	0,03	0,15	0,03	<0,02	0,06	0,04	0,1
TOTAL S	0,07	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,04	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
Mo	1,0	0,5	0,3	0,3	0,7	0,4	0,2	0,3	2,7	1,2	0,5	0,9	0,4	0,8	0,5	0,1	0,9
Cu	26,6	32,7	2,9	1,5	10,9	1,1	31,0	13,7	55,2	25,7	1,1	10,2	1,0	3,8	4,9	27,6	2,7
Pb	2,1	6,9	26,7	19,9	23,8	20,6	24,6	3,0	2,8	5,1	0,9	6,4	6,5	0,6	0,7	28,7	8,0
Zn	83	95	33	54	61	27	27	61	35	60	71	62	23	34	51	13	40
Ni	32,1	15,1	35,2	14,2	15,7	3,2	5,7	9,1	6,0	27	<20	8,5	0,7	<20	6,4	3,3	3,3
As	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,8	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Au	0,7	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	14,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,5	0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Hg	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0	0	*	*	0	0,04	0,02	<0,01
Tl	0,7	0,4	0,4	0,3	0,4	<0,1	<0,1	0,4	<0,1	0,4	0,1	0,4	0,2	0,1	0,2	<0,1	0,2
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
ASI	1,14	0,99	0,97	1	0,85	0,92	0,71	0,93	1,04	0,90	0,97	0,95	1,02	1,05	1,05	1,05	1

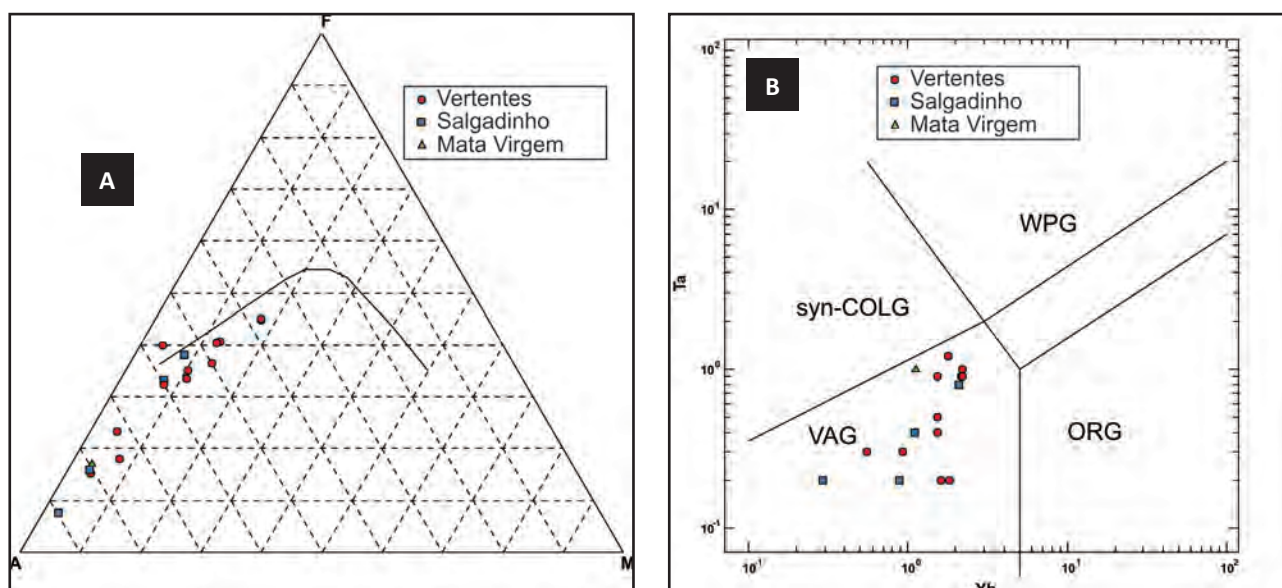


Figura 5.3 – Diagramas AFM (a; Irvine e Baragar, 1971) e Ta versus Yb (b) para amostras dos complexos Vertentes e Salgado e do Ortognaisse Mata Virgem. Em (b) são mostrados os campos para granitos de arco (VAG), intraplaca (WPG), de colisão (syn-COLG) e de dorsais oceânicas (ORG) segundo Pearce et al. (1984).

Tabela 5.2 – Análises de amostras de ortognaises associados com o Complexo Gabro-anortosítico de Passira.

1 - Ortognaisse Candiais (este estudo), 2 - Ortognaisse Bengala Accioly, 2000), 3 - Ortognaisse Passira (Accioly, 2000).

	SU-542	SU-544	SU-544A	SU-553B	AC-33B	AC-72	AC-78	AC-79
	1				2		3	
SiO ₂	73,38	64,08	67,83	57,4	68,44	62,8	78,01	75,85
TiO ₂	0,31	1,05	0,76	0,44	0,43	0,73	0,34	0,14
Al ₂ O ₃	11,6	12,91	13,23	19,19	13,96	13,92	8,36	12,51
Fe ₂ O ₃	3,88	9,39	8,16	7,56	5,21	10,26	3,88	1,98
MgO	0,16	0,67	0,43	1,09	0,19	0,18	0,52	0,08
MnO	0,05	0,16	0,13	0,16	0,08			
CaO	1,54	3,19	3,19	5,45	2,05	3,52	2,44	0,94
Na ₂ O	1,62	2,09	2,66	4,41	2,21	1,59	1,01	2,87
K ₂ O	5,86	4,63	2,14	3,2	6,25	5,38	3,91	5,21
P ₂ O ₅	0,07	0,35	0,23	0,04	0,11	0,15	0,07	0,04
Ba	5001	4419	1755	1662	6403			
Be	1	2	3	8				
Ce	732,2	316,8	1132,7	134,4	522,0			
Co	40,2	53,5	40,7	26,9	32,0			
Cr ₂ O ₃	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002				
Cs	0,1	0,6	0,5	0,4				
Dy	31,24	18,18	35,98	61,12	14,00			
Er	13,3	9,65	16,47	34,8				
Eu	7,73	6,9	8,22	5,9				
Ga	23,1	25,8	30,5	38,1				
Gd	40,68	22,54	49,71	52,15				
Hf	15,5	34,1	34,9	16,5				
Ho	5,37	3,46	6,46	12,78				
La	351,8	147,5	430,3	45,8	320,0			
LOI	0,6	0,6	0,5	0,6				
Lu	1,28	1,3	1,69	4,05				
Nb	52,0	47,4	45,7	106,9	43,0			
Nd	301,1	148,2	380,3	107,3				
Ni	<20	<20	<20	<20				
Pr	80,97	35,8	104,74	21,17				

Tabela 5.2 – Análises de amostras de ortognaisses associados com o Complexo Gabro-anortosítico de Passira. 1 - Ortognaisse Candiais (este estudo), 2 - Ortognaisse Bengala Accioly, 2000), 3 - Ortognaisse Passira (Accioly, 2000). (continuação)

	SU-542	SU-544	SU-544A	SU-553B	AC-33B	AC-72	AC-78	AC-79
	1				2		3	
Rb	151,4	98,1	43,2	93,0	156,0			
Sc	10	23	24	21				
Sm	49,98	25,1	61,47	38,43				
Sn	2	1	3	11				
Sr	283,5	422,2	327,9	511,2	330,0			
Sum	99,09	99,11	99,28	99,54				
Ta	1,5	1,8	1,0	5,1				
Tb	5,95	3,32	6,98	9,69				
Th	26,2	4,4	31,5	9,1				
Tm	1,69	1,38	2,15	4,71				
U	0,7	0,6	1,0	2,5				
V	<8	13	<8	27				
W	381,0	413,7	312,6	159,2				
Y	139,5	89,9	147,9	331,9	82,0			
Yb	9,91	8,77	12,5	29,54				
Zr	563,1	1375,3	1283,8	475,9	765,0			
TOT/C	0,06	0,11	0,09	0,07				
TOT/S	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02				
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1				
As	0,8	<0,5	0,9	<0,5				
Au	1,0	1,6	<0,5	<0,5				
Bi	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1				
Cd	<0,1	0,1	<0,1	<0,1				
Cu	4,2	15,6	14,2	1,0				
Hg	*	*	*	<0,01				
Mo	2,6	1,4	1,0	0,4				
Ni	0,7	1,3	1,2	1,7				
Pb	6,7	3,2	3,5	2,1				
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1				
Se	0,8	<0,5	0,9	1,1				
Tl	0,1	0,3	0,1	0,2				
Zn	48	119	49	77				

5.4 - MAGMATISMO NEOPROTEROZÓICO

5.4.1 - Ortognaisses Pinhões (NP₁ph) e Mata Limpa (NP₇ml)

Apenas duas amostras do Ortognaisse Mata Limpa e uma amostra do Ortognaisse Pinhões foram analisadas (Tabela 5.4). As amostras do primeiro são ricas em sílica (mais de 73% de SiO₂) enquanto a do último tem cerca de 65% de SiO₂ e distingue-se ainda pelos valores mais altos de Fe₂O₃, MgO e CaO, pela razão Na₂O/K₂O mais elevada, e pela razão Fe₂O₃/(Fe₂O₃+MgO) mais baixa. As amostras são relativamente peraluminosas. Uma possível relação genética entre o Ortognaisse Pinhões e o Ortognaisse Mata Limpa é sugerida pelo alinhamento das amostras nos diagramas da razão Fe₂O₃/(Fe₂O₃+MgO) e do grau de peraluminosidade versus a razão Na₂O/K₂O (Figura 5.9).

Os padrões de elementos terras raras são fracionados, com a amostra do Ortognaisse Pinhões apresentando a maior razão La/Yb (Figura 5.10a). Uma das amostras do Ortognaisse Mata Limpa tem as menores concentrações dos elementos terras raras leves e uma discreta anomalia negativa de Eu. A outra amostra apresenta uma forte anomalia negativa de Eu e valores normalizados dos elementos terras raras pesados mais elevados, caracterizando um padrão em andorinha típico de granitos intraplaca. Essa amostra e a amostra do Ortognaisse Pinhões caem no campo dos granitos tipo-A no diagrama (Na₂O+K₂O)/CaO versus Zr+Y+Nb+Ce (Figura 5.10b) e nos demais diagramas propostos por Whalen et al. (1987) para discriminar granitos do tipo-A de granitos dos tipos I e S. Nos diagramas de Pearce et al. (1984), uma amostra do Ortognaisse Mata Limpa projeta-se no campo dos granitos intraplaca; a outra amostra e a amostra do Ortognaisse Pinhões caem

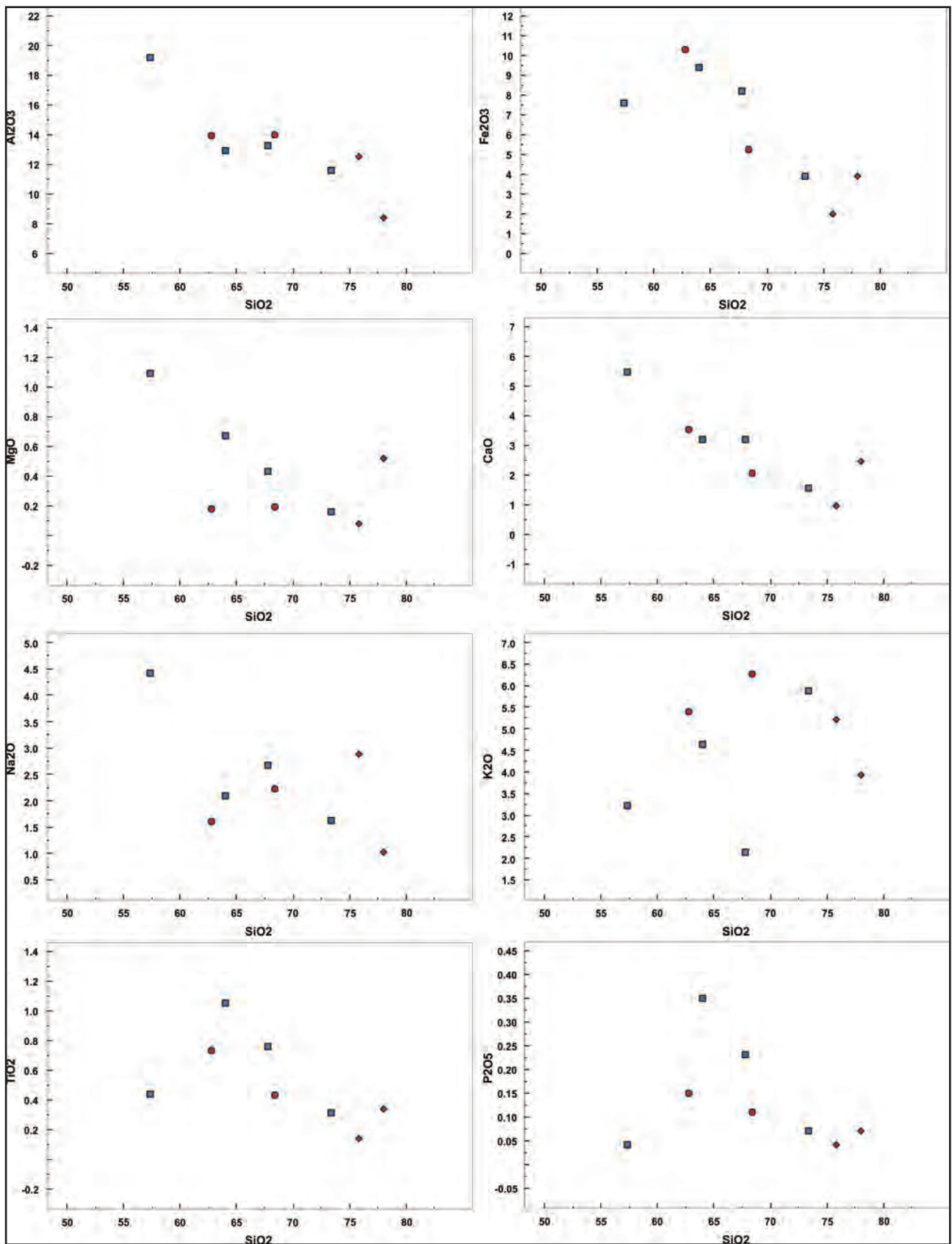


Figura 5.4 – Diagramas Harker para óxidos de elementos maiores para amostras do Ortognaisses Candiais (quadrados azuis; este trabalho) e ortognaisses do Complexo Passira (losangos vermelhos; Accioly, 2000).

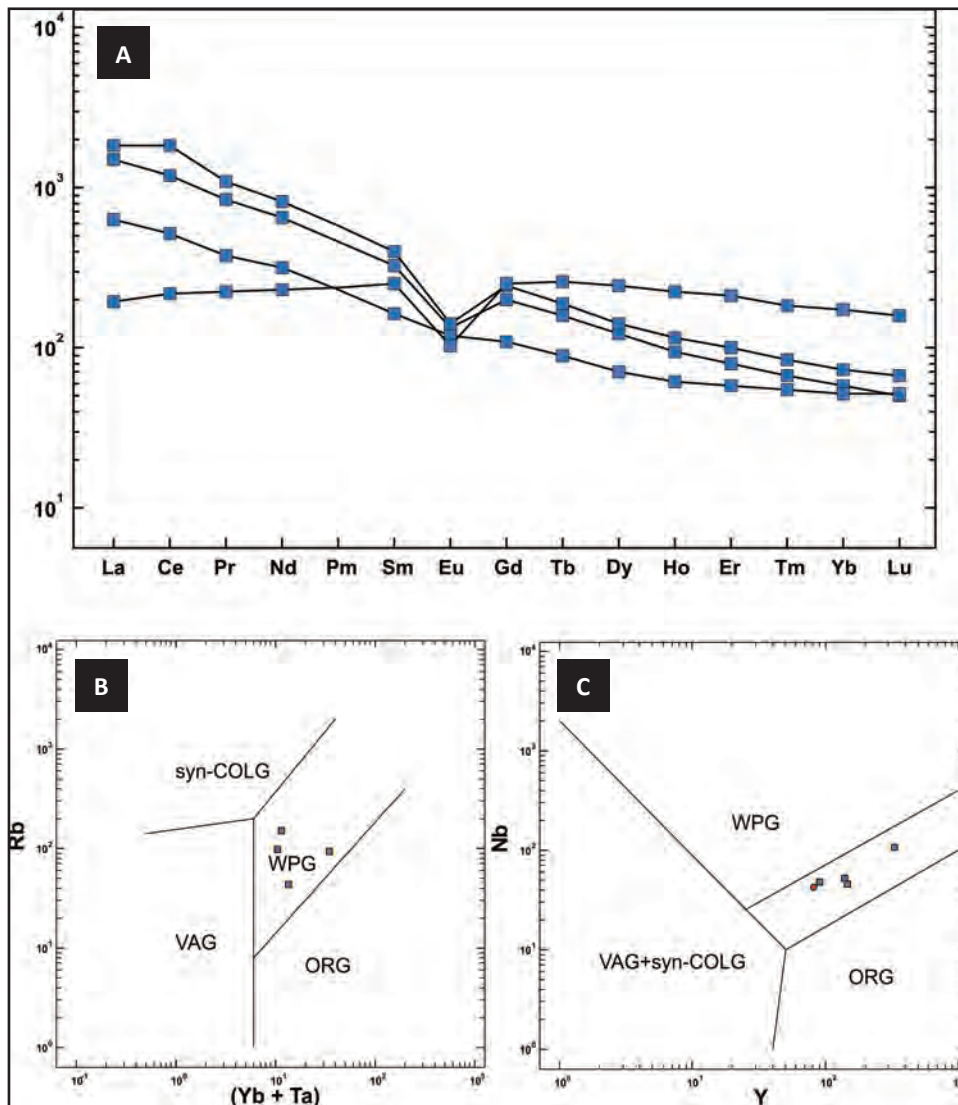


Figura 5.5 – Diagramas de (a) elementos terras raras (normalizados pelo condrito; Sun e McDonough, 1989) e (b, c) discriminantes de ambientes tectônicos (Pearce et al., 1984) para amostras do Ortognaise Candiais.

no campo dos granitos de arco, mas muito próximas ao ponto tríplice entre granitos de arco, colisionais e intraplaca (Figura 5.10c). Apesar da cautela requerida pelo número limitado de amostras, as similaridades geoquímicas em termos de elementos traço sugerem novamente uma relação genética entre os ortognaisses Pinhões e Mata Limpa e a assinatura tipo-A é consistente com a idade de 870 Ma determinada para o primeiro (seção 6.4.1).

5.4.2 - Suíte Intrusiva Conceição (plúton Timbaúba, NP3 γ 2c4) e Suíte Intrusiva Itaporanga (plúton Inácio Pereira, NP3 γ 2it51)

A geoquímica do plúton Timbaúba é discutida brevemente por Guimarães et al. (2004), com base em amostras analisadas na Folha Sapé. Três análises de amostras na Folha Surubim são apresentadas na Tabela 5.5. Os teores de sílica variam entre 63 e 67%. Duas amostras são semelhantes, apresentando Na₂O > K₂O e demais características geoquímicas típicas de granitos cálcio-alcálicos: elevadas razões

elementos terras raras leves/elementos terras raras pesados (Figura 5.11a); depressões de Nb, Ta e Ti em aranhogramas de elementos traço (Figura 5.11b). Estas amostras projetam-se no campo de granitos de arco em diagramas discriminantes de ambientes tectônicos (Figura 5.11c e d). A outra amostra é distinta do ponto de vista geoquímico, com K₂O > Na₂O, maior concentração de elementos terras raras pesados e características geoquímicas semelhantes à de granitos intraplaca (Figura 5.11).

É possível que esta amostra esteja geneticamente relacionada ao plúton Aroeiras, embora relações de intrusão não tenham sido observadas neste afloramento.

Duas amostras do plúton Inácio Pereira foram analisadas por Neves e Alcantara (2010). Elas apresentam valores intermediários de sílica (\approx 65%), intermediários a baixos de MgO e CaO e elevados de K₂O, Na₂O, Ba, Sr, Zr e elementos terras raras. Os padrões de elementos terras raras são fracionados, sem anomalias de Eu e apresentam uma suave concavidade para cima na região dos elementos terras

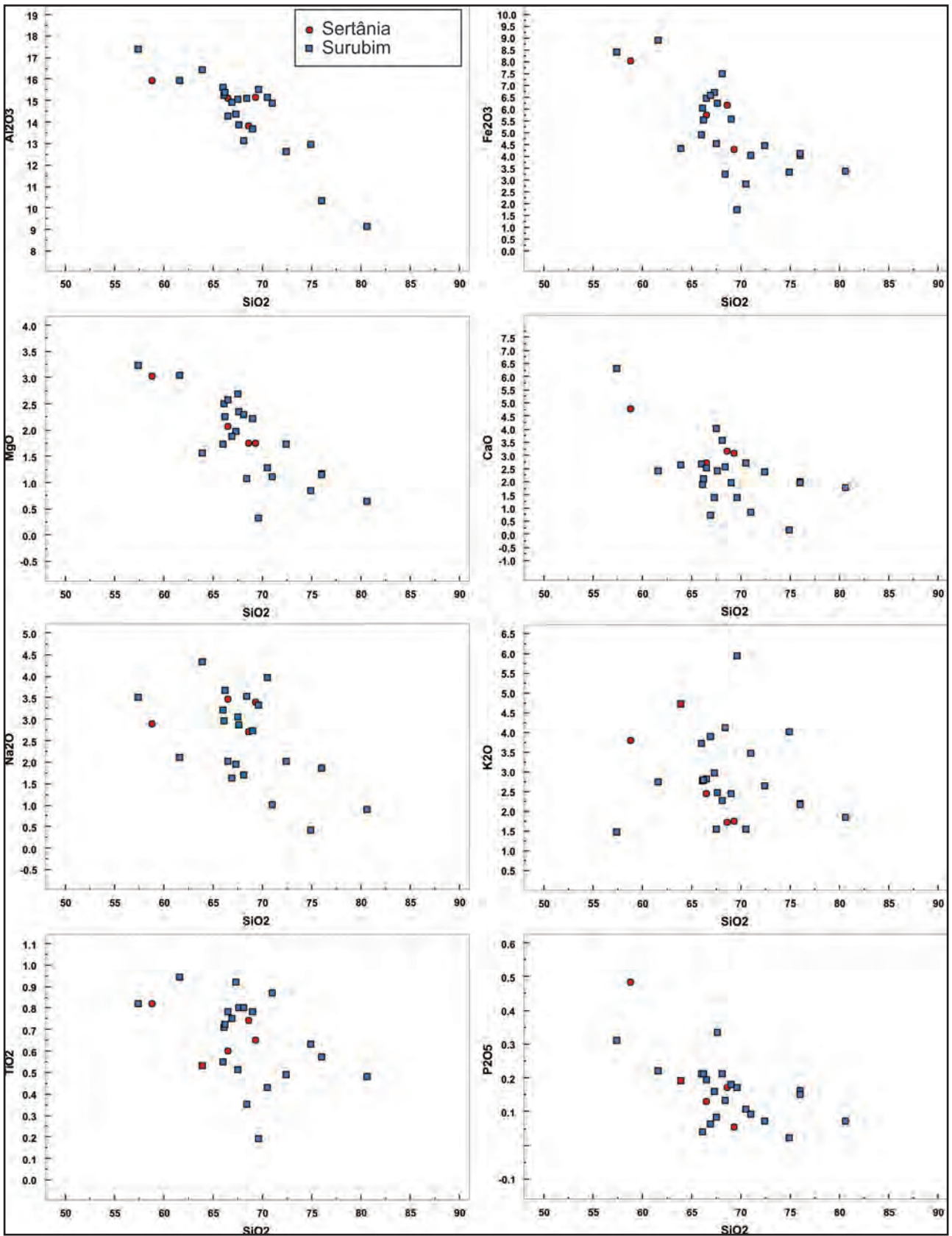


Figura 5.6 – Diagramas Harker para óxidos de elementos maiores para amostras dos complexos Sertânia e Surubim-Caroolina.

Tabela 5.3 – Análises litogeoquímicas de amostras dos complexos Sertânia (1) e Surubim (2).
Amostras com prefixos VAN e CIV são de Neves e Alcantara (2010) e com prefixo SU são deste estudo.

	1				2								
	VAN-01	VAN-27	VAN-62	SU-547	CIV-12	CIV-54	CIV-66	VAN-37	VAN-40	VAN-49	VAN-50	VAN-51	VAN-52B
SiO ₂	69,34	58,84	66,59	68,64	67,53	67,34	66,11	76,01	66,09	67,62	57,44	69,66	68,44
Al ₂ O ₃	15,12	15,92	15,08	13,81	15,02	14,37	15,22	10,30	15,57	13,84	17,39	15,50	15,07
Fe ₂ O ₃	4,26	8,02	5,75	6,15	4,54	6,67	6,04	4,01	4,88	6,23	8,38	1,71	3,24
MgO	1,74	3,02	2,06	1,75	2,68	1,96	2,50	1,16	1,73	2,35	3,22	0,31	1,06
CaO	3,06	4,74	2,70	3,13	4,00	1,40	1,88	1,98	2,65	2,39	6,28	1,37	2,53
Na ₂ O	3,38	2,89	3,46	2,69	3,04	1,95	2,94	1,85	3,21	2,85	3,50	3,31	3,52
K ₂ O	1,74	3,78	2,44	1,71	1,54	2,97	2,77	2,18	3,71	2,47	1,46	5,93	4,12
TiO ₂	0,65	0,82	0,60	0,74	0,51	0,92	0,71	0,57	0,55	0,80	0,82	0,19	0,35
P ₂ O ₅	0,053	0,482	0,130	0,17	0,083	0,159	0,040	0,160	0,212	0,334	0,310	0,171	0,132
MnO	0,07	0,12	0,09	0,14	0,08	0,16	0,13	0,08	0,07	0,14	0,15	0,04	0,05
Cr ₂ O ₃	0,007	<0,002	0,011	0,008	0,019	0,014	0,015	0,007	0,006	0,013	0,012	0,002	0,003
Ni	24	<20	42	28	48	65	54	44	<20	54	36	40	<20
Sc	9	15	13	12	13	17	18	9	12	16	26	3	5
LOI	0,4	1,0	0,8	0,8	0,8	1,8	1,4	1,5	1,0	0,8	0,8	0,7	1,1
Sum	99,81	99,65	99,69	99,72	99,83	99,76	99,73	99,79	99,67	99,82	99,76	98,90	99,60
Ba	566	1540	916	746	514	992	1061	1073	1978	503	677	6861	1957
Be	1	2	2	2	1	2	3	2	<1	2	1	2	5
Co	56,1	28,5	52,5	47,2	67,5	30,6	60,1	65,2	96,9	55,0	33,0	37,6	56,2
Cs	0,4	1,4	1,1	1,2	1,0	6,9	4,0	3,6	0,6	3,7	0,7	0,2	0,9
Ga	19,9	15,0	18,3	19,5	14,3	16,9	20,5	12,6	16,3	15,7	20,4	13,9	15,4
Hf	3,5	3,8	7,1	10,8	3,6	5,6	6,9	6,0	5,4	6,4	3,4	4,7	4,2
Nb	7,5	11,1	8,6	58,4	6,3	12,8	13,7	9,5	7,3	11,0	7,9	4,7	6,2
Rb	59,1	80,1	92,5	68,0	51,4	115,4	86,3	84,3	71,3	77,9	49,0	65,1	105,6
Sn	<1	<1	<1	<1	<1	3	2	2	<1	2	<1		<1
Sr	420,8	666,8	583,2	277,4	478,9	185,0	403,1	181,8	492,7	183,2	670,4	2203,0	649,8
Ta	0,3	0,7	0,6	2,3	0,5	1,0	1,1	1,1	0,4	0,9	0,4	0,3	0,5
Th	17,0	25,0	23,8	13,7	1,9	10,9	0,8	14,5	9,1	11,7	1,8	21,1	7,6
U	0,8	2,1	1,8	1,7	0,4	3,1	1,6	2,0	0,6	3,3	0,3	1,6	0,6
V	82	66	77	79	75	165	141	79	63	132	117	<8	23
W	541,8	113,7	321,9	306,6	655,9	162,5	546,3	671,7	886,0	489,9	114,4	261,5	450,9
Zr	136,2	141,3	263,8	354,8	122,5	185,6	226,5	203,2	188,1	218,2	118,8	146,5	148,5
Y	14,3	29,4	22,6	49,0	10,6	37,7	13,8	26,4	23,2	33,9	18,5	9,7	12,4
La	46,9	77,7	79,8	61,0	14,1	37,9	3,7	27,1	39,9	29,4	23,6	79,0	35,3
Ce	96,1	149,3	141,2	125,8	27,5	75,1	6,6	55,2	77,9	61,4	52,7	137,5	66,2
Pr	11,55	16,37	17,60	14,95	3,51	9,16	0,78	7,04	9,35	7,65	6,86	13,15	7,80
Nd	41,5	58,3	60,3	56,9	14,7	34,1	2,7	25,6	35,9	29,8	28,9	39,0	27,2
Sm	5,88	10,07	9,14	10,14	2,71	7,07	0,51	5,37	6,33	6,46	5,70	5,08	4,36
Eu	1,51	2,35	1,41	2,01	0,80	1,31	0,97	1,04	1,50	1,56	1,45	1,42	1,08
Gd	3,09	6,57	5,46	8,62	2,25	6,26	0,67	4,21	4,63	6,10	4,72	2,04	2,55
Tb	0,45	1,04	0,89	1,45	0,34	1,12	0,20	0,73	0,75	1,12	0,72	0,40	0,45
Dy	2,60	5,22	4,02	8,47	1,93	6,61	1,84	4,27	4,09	5,86	3,71	1,77	2,01
Ho	0,46	0,94	0,77	1,77	0,36	1,30	0,44	0,86	0,81	1,18	0,65	0,33	0,39
Er	1,10	2,75	2,40	5,34	0,99	3,92	1,52	2,68	2,39	3,40	1,78	0,90	0,98
Tm	0,14	0,44	0,37	0,83	0,17	0,58	0,26	0,46	0,40	0,54	0,27	0,13	0,16
Yb	0,74	2,74	2,33	5,37	1,02	3,66	1,92	2,86	2,45	3,39	1,55	0,84	1,07
Lu	0,10	0,41	0,42	0,8	0,16	0,55	0,30	0,43	0,39	0,53	0,21	0,16	0,16
TOTAL C	0,05	0,13	0,15	0,25	<0,02	0,24	0,09	0,07	0,23	0,13	0,06	0,04	0,02
TOTAL S	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
Mo	0,3	0,5	0,6	0,9	0,1	0,6	0,8	0,3	0,5	<0,1	0,3	0,3	0,2
Cu	15,1	18,8	22,3	56,0	28,1	23,8	23,8	17,9	15,9	15,4	8,2	5,2	7,4
Pb	1,3	4,9	2,6	1,9	0,8	6,5	7,5	5,0	5,0	2,3	2,4	21,9	3,8
Zn	66	67	77	84	61	70	92	53	60	89	51	16	52
Ni	21,0	8,2	32,9	27,0	41,0	55,9	53,8	32,7	17,4	43,9	21,0	9,1	7,6
As	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	<0,1	<0,1
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	0,2	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Au	0,5	<0,5	<0,5	1,0	<0,5	0,7	<0,5	0,6	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	1,0

Tabela 5.3 – Análises litogeoquímicas de amostras dos complexos Sertânia (1) e Surubim (2). Amostras com prefixos VAN e CIV são de Neves e Alcantara (2010) e com prefixo SU são deste estudo. (continuação)

	VAN-01	VAN-27	VAN-62	SU-547	CIV-12	CIV-54	CIV-66	VAN-37	VAN-40	VAN-49	VAN-50	VAN-51	VAN-52B
	1				2								
Hg	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	0,03	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	0,02,	<0,01	<0,01	0,02
Tl	0,2	0,5	0,5	0,3	0,3	0,7	0,3	0,5	0,3	0,4	0,2	<0,1	0,4
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
	VAN-100	VAN-102	VAN-39	VAN-42	VAN-56	SU-532-06B	SU-532-02	SU532-04	SU-537-3	SU-14	SU-25	SU-552	SU-9
	2												
SiO ₂	76,08	66,57	69,05	70,54	66,97	61,64	71,03	68,14	80,64	74,99	66,28	72,41	63,93
Al ₂ O ₃	10,30	14,26	13,68	15,13	14,89	15,9	14,85	13,13	9,13	12,93	15,35	12,61	16,39
Fe ₂ O ₃	4,12	6,45	5,56	2,80	6,57	8,91	4,02	7,47	3,34	3,3	5,53	4,44	4,31
MgO	1,14	2,57	2,21	1,28	1,88	3,04	1,11	2,29	0,64	0,84	2,24	1,72	1,55
CaO	1,94	2,52	1,94	2,69	0,70	2,39	0,81	2,7	1,75	0,13	2,09	2,36	2,62
Na ₂ O	1,85	2,01	2,71	3,95	1,63	2,09	1,00	1,68	0,89	0,41	3,65	2,00	4,33
K ₂ O	2,16	2,81	2,43	1,53	3,88	2,75	3,47	2,27	1,83	4,01	2,8	2,63	4,7
TiO ₂	0,57	0,78	0,78	0,43	0,75	0,94	0,87	0,8	0,48	0,63	0,72	0,49	0,53
P ₂ O ₅	0,150	0,193	0,179	0,107	0,062	0,22	0,09	0,21	0,07	0,02	0,21	0,07	0,19
MnO	0,08	0,12	0,10	0,05	0,08	0,23	0,08	0,19	0,07	0,02	0,11	0,06	0,06
Cr ₂ O ₃	0,007	0,012	0,016	0,005	0,008	0,015	0,01	0,012	0,005	0,007	0,006	0,006	0,007
Ni	36	52	52	<20,	40	50	27	30	<20	<20	21	<20	23
Sc	10	17	15	6	16	23	11	18	8	12	14	10	11
LOI	1,3	1,5	1,1	1,3	2,2	1,6	2,4	0,9	1,0	2,4	0,8	0,9	0,4
Sum	99,74	99,80	99,78	99,80	99,61	99,77	99,77	99,8	99,82	99,7	99,79	99,71	99,03
Ba	1036	683	765	630	973	532	710	433	494	1487	617	1206	5462
Be	3	4	1	2	2	2	2	2	<1	4	4	1	2
Co	73,0	48,4	67,3	74,9	39,4	59,4	74,3	56,5	70,9	51,3	38,9	57,2	42,9
Cs	3,6	7,6	4,2	4,1	7,2	7,6	2,5	5,3	1,9	5,2	7,3	1,1	5,4
Ga	12,9	17,9	16,6	21,0	19,4	19,0	19,9	15,2	11,1	17,2	21,6	13,7	20,7
Hf	6,8	6,6	6,5	6,0	7,2	5,8	8,6	6,7	7,9	8,5	5,4	4,0	6,5
Nb	9,5	14,8	11,3	5,5	17,8	13,8	14,9	14,1	10,4	13,8	12,4	7,9	12,3
Rb	78,0	135,3	84,9	51,5	142,5	106,1	125,7	89,2	71,6	148,5	131,9	80,8	112,1
Sn		3	2	2	3	2	3	2	1	3	5	1	1
Sr	172,7	139,0	230,8	394,1	281,1	150,8	83,1	113,8	97,0	94,0	268,0	514,2	2088,2
Ta	1,0	1,3	0,9	0,4	1,2	1,0	1,3	1,3	0,9	1,1	1,0	0,5	0,6
Th	14,3	11,3	10,8	8,8	11,4	10,5	12,2	10,9	10,1	10,2	10,8	9,5	12,1
U	2,0	2,8	2,7	2,1	2,5	2,9	3,3	2,5	2,1	3,7	2,6	0,7	1,9
V	80	135	111	37	103	152	86	116	49	60	89	46	51
W	610,0	361,3, 2	545,7	806,7	168,7	355,5	538,2	421,3	585,9	485,1	253,5	449,1	331,7
Zr	222,2	218,3	222,1	192,2	224,4	187,0	318,7	253,5	203,7	291,1	171,6	163,5	252,0
Y	25,4	36,3	30,5	9,7	33,5	36,3	30,1	41,4	18,3	23,7	24,3	15,2	11,9
La	26,1	33,3	31,3	28,6	34,6	31,7	33,9	23,6	29,6	36,7	29,7	36,3	64,1
Ce	53,1	69,2	65,1	60,8	70,2	67,9	73,4	50,8	66,0	86,2	64,6	65,9	123,4
Pr	6,94	8,38	7,98	7,56	8,39	7,96	8,1	5,89	6,79	9,7	7,28	7,84	12,59
Nd	28,4	31,9	30,1	28,8	32,4	32,2	32,2	23,3	26,3	36,9	28,7	29,0	44,6
Sm	5,11	6,63	6,31	5,70	6,04	6,31	5,66	5,02	4,34	6,93	5,43	4,88	6,79
Eu	1,10	1,42	1,30	1,42	1,32	1,43	0,92	1,11	0,85	1,47	1,34	1,28	1,9
Gd	4,13	5,82	5,30	3,49	5,21	6,09	4,88	5,08	3,6	5,57	4,99	3,86	4,42
Tb	0,72	1,03	0,96	0,45	0,97	1,06	0,84	1,00	0,54	0,85	0,8	0,54	0,55
Dy	4,44	6,20	5,24	2,04	5,52	6,22	4,98	6,39	3,21	4,53	4,44	2,75	2,69
Ho	0,90	1,24	1,03	0,31	1,18	1,24	1,00	1,37	0,63	0,86	0,84	0,51	0,42
Er	2,87	3,75	3,10	0,82	3,49	3,69	2,96	4,42	1,88	2,44	2,34	1,36	1,16
Tm	0,44	0,63	0,50	0,11	0,55	0,6	0,46	0,72	0,27	0,39	0,34	0,18	0,17
Yb	2,85	3,99	2,92	0,73	3,29	4,17	3,18	5,12	1,81	2,56	2,33	1,09	1,05
Lu	0,45	0,61	0,48	0,10	0,53	0,61	0,45	0,76	0,26	0,4	0,33	0,16	0,15
TOTAL C	0,07	0,18	0,07	<0,02	<0,02	0,21	0,19	0,1	0,25	0,02	<0,02	<0,02	<0,02
TOTAL S	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,05	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02
Mo	0,3	0,2	0,1	0,1	0,1	0,9	0,3	0,4	0,4	0,1	<0,1	0,1	0,5
Cu	16,7	10,8	15,3	3,2	17,0	52,0	34,5	32,7	25,5	17,9	32,3	2,0	13,1
Pb	5,0	3,8	2,7	1,8	3,1	4,3	5,9	5,9	5,8	14,9	5,2	3,2	16,7
Zn	49	92	73	69	71	94	50	72	34	38	87	52	53

Tabela 5.3 – Análises litogeoquímicas de amostras dos complexos Sertânia (1) e Surubim (2). Amostras com prefixos VAN e CIV são de Neves e Alcantara (2010) e com prefixo SU são deste estudo. (continuação)

	VAN-100	VAN-102	VAN-39	VAN-42	VAN-56	SU-532-06B	SU-532-02	SU532-04	SU-537-3	SU-14	SU-25	SU-552	SU-9
Ni	31,1	42,2	42,4	19,4	27,6	50,4	28,5	31,4	18,2	4,4	23,7	20,4	21,3
As	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Cd	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Sb	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	0,2	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	0,3	0,1	0,2
Ag	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Au	0,5	<0,5	0,6	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	0,6	0,7	1,2	<0,5
Hg	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	*	0,03	*	*
Tl	0,5	0,6	0,4	0,3	0,5	0,6	0,4	0,5	0,3	0,4	0,6	0,4	0,6
Se	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5

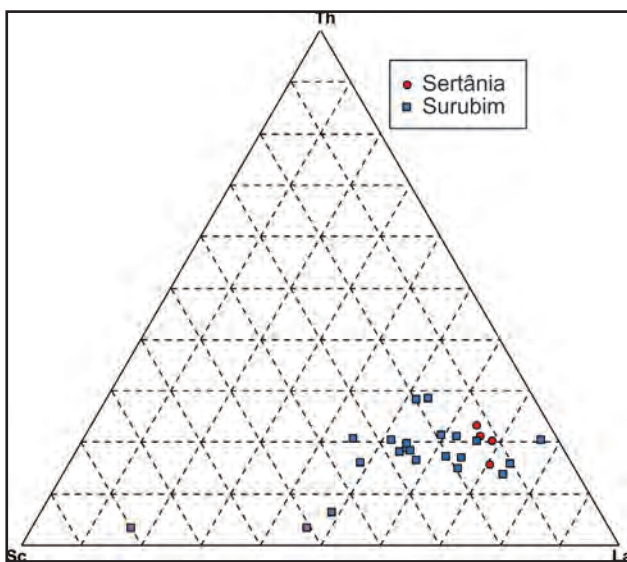


Figura 5.7 – Diagrama triangular Th-Sc-La para amostras dos complexos Sertânia e Surubim-Carolina.

raras pesados (Figura 5.11a). Isto sugere retenção de anfíbólio na fonte ou seu fracionamento durante a cristalização do plúton. Anomalias negativas de U, Ta, Nb e Ti estão presentes em diagrama multielementar (Figura 5.11b). Em comparação com o plúton Timbaúba, as amostras do plúton Inácio Pereira são mais ricas em K₂O e em terras raras totais, mas a semelhança dos padrões de elementos-traço sugere alguma relação genética entre estes dois plútons.

5.4.3 - Complexo Bom Jardim (NP3γ3tn5) e Plúton Toritama (NP3γ3tn4)

A petrologia dessas unidades é detalhada por Guimarães (1989), Guimarães e Silva Filho (1998) e Guimarães et al. (2004). As diferentes fácies sieníticas têm teores intermediários de sílica, são metaluminosas, apresentam razão K₂O/Na₂O >1 e possuem valores elevados de MgO e CaO (> 3%; Figuras 5.12a, b), Cr (> 200 ppm) e Ni (>100 ppm). Estas características conferem afinidade com rochas shoshoníticas e sugerem derivação de um protólito

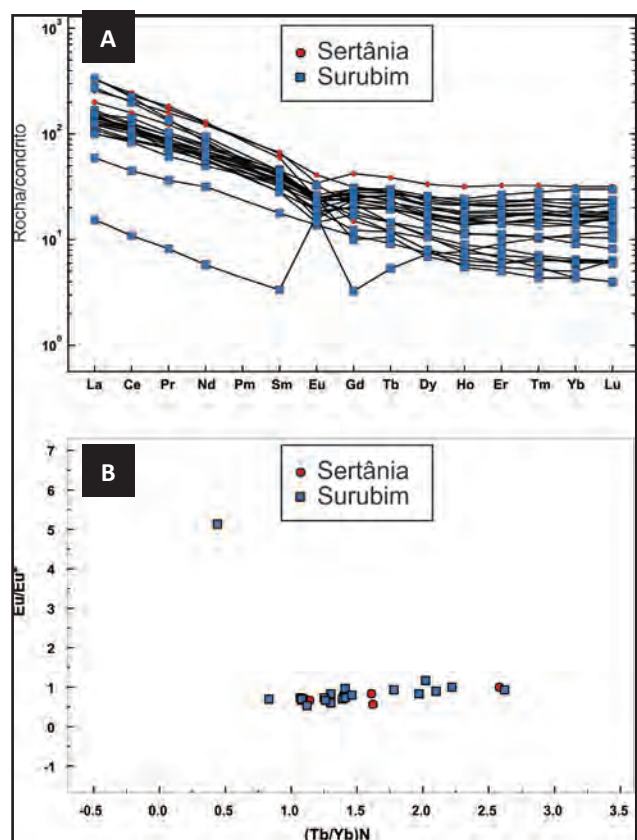


Figura 5.8 – Padrões de elementos terras raras, normalizados pelo condrito (Sun e McDonough, 1989), para amostras dos complexos Sertânia e Surubim-Carolina.

mantélico enriquecido em álcalis. Os padrões de elementos terras raras são fracionados (Ce/Yb)_N >30, caracterizados por enriquecimento em terras raras leves em relação aos pesados e sem anomalias de Eu (Figura 5.12c). Em diagrama multielementar (Figura 5.12d), as amostras exibem anomalias negativas de Nb e Ta e mais pronunciadas de Ti. As pequenas anomalias negativas de Sr e P sugerem que plagioclásio e apatita não foram fracionados ou retidos na fonte durante a evolução petrogenética dos plútons.

Tabela 5.4 – Análises litogeométricas de amostras dos ortogneisses Pinhões (1) e Mata Limpa (2).

	SU-47	SU-530	SU-523
	1	2	2
SiO ₂	65,31	75,18	76,07
Al ₂ O ₃	16,77	12,27	12,63
Fe ₂ O ₃	3,65	2,54	1,69
MgO	1,08	0,11	0,21
CaO	2,08	0,3	0,66
Na ₂ O	4,27	3,31	3,7
K ₂ O	4,23	5,38	4,36
TiO ₂	0,47	0,21	0,14
P ₂ O ₅	0,171	0,03	0,03
MnO	0,07	0,04	0,05
Cr ₂ O ₃	0,005	<0,002	<0,002
Ni	<20	<20	<20
Sc	9	2	6
LOI	0,8	0,4	0,2
Sum	98,90	99,79	99,74
Ba	5763	799	1798
Be	3	3	<1
Co	97,1	29,5	39,8
Cs	3,0	0,4	0,4
Ga	21,5	23,9	12,7
Hf	7,4	9,1	3,9
Nb	14,1	84,2	8,5
Rb	128,0	136,6	123,5
Sn	<1	3	<1
Sr	2706,0	92,8	88,2
Ta	0,9	5,8	0,5
Th	18,7	17,3	12,5
U	2,2	2,3	1,2
V	40	<8	<8
W	981,3	271,1	351,3
Zr	270,7	330,4	134,5
Y	15,9	39,4	21,9

	SU-47	SU-530	SU-523
	1	2	2
La	91,0	91,5	49,3
Ce	161,4	186,2	84,7
Pr	17,74	18,71	10,79
Nd	62,4	66,5	38,1
Sm	8,97	10,19	6,12
Eu	2,30	0,84	1,13
Gd	4,86	7,9	4,58
Tb	0,67	1,15	0,65
Dy	3,24	6,97	4,08
Ho	0,50	1,44	0,73
Er	1,38	3,97	2,04
Tm	0,18	0,59	0,29
Yb	1,13	3,88	1,82
Lu	0,15	0,55	0,27
TOTAL C	0,04	0,02	<0,02
TOTAL S	<0,02	<0,02	<0,02
Mo	0,3	2,8	0,6
Cu	4,5	2,8	0,9
Pb	9,5	7,4	4,4
Zn	77	83	31
Ni	14,1	3,3	3,1
As	<0,5	<0,5	<0,5
Cd	<0,1	<0,1	<0,1
Sb	<0,1	<0,1	<0,1
Bi	<0,1	<0,1	<0,1
Ag	<0,1	<0,1	<0,1
Au	0,7	<0,5	<0,5
Hg	0,02,	<0,01	<0,01
Tl	0,6	0,1	0,2
Se	<0,5	<0,5	<0,5

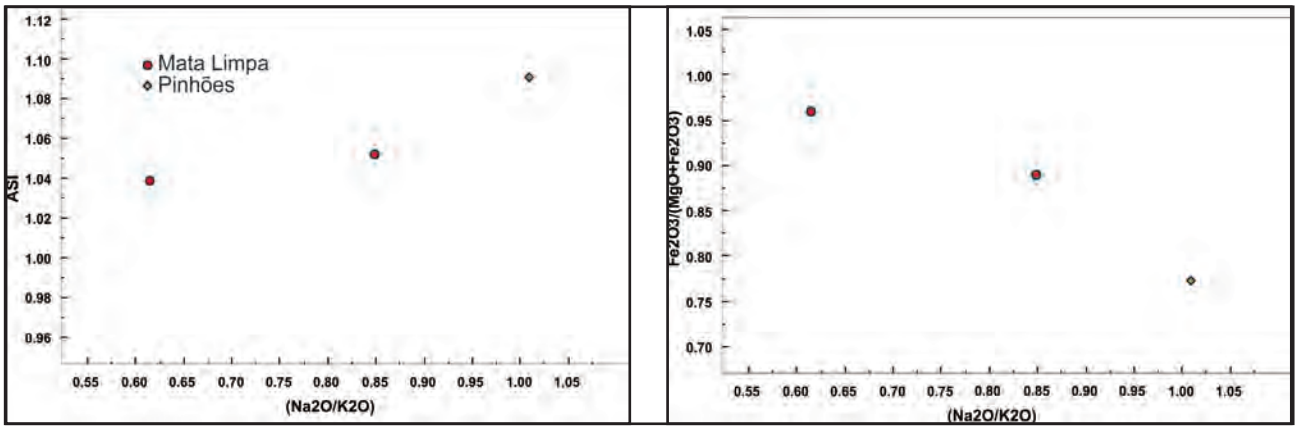


Figura 5.9 – Índice de saturação em alumina (ASI = Alumina Saturation Index) e razão $Fe_2O_3/(Fe_2O_3+MgO)$ versus Na_2O/K_2O para amostras dos ortognaisses Pinhões e Mata Limpa.

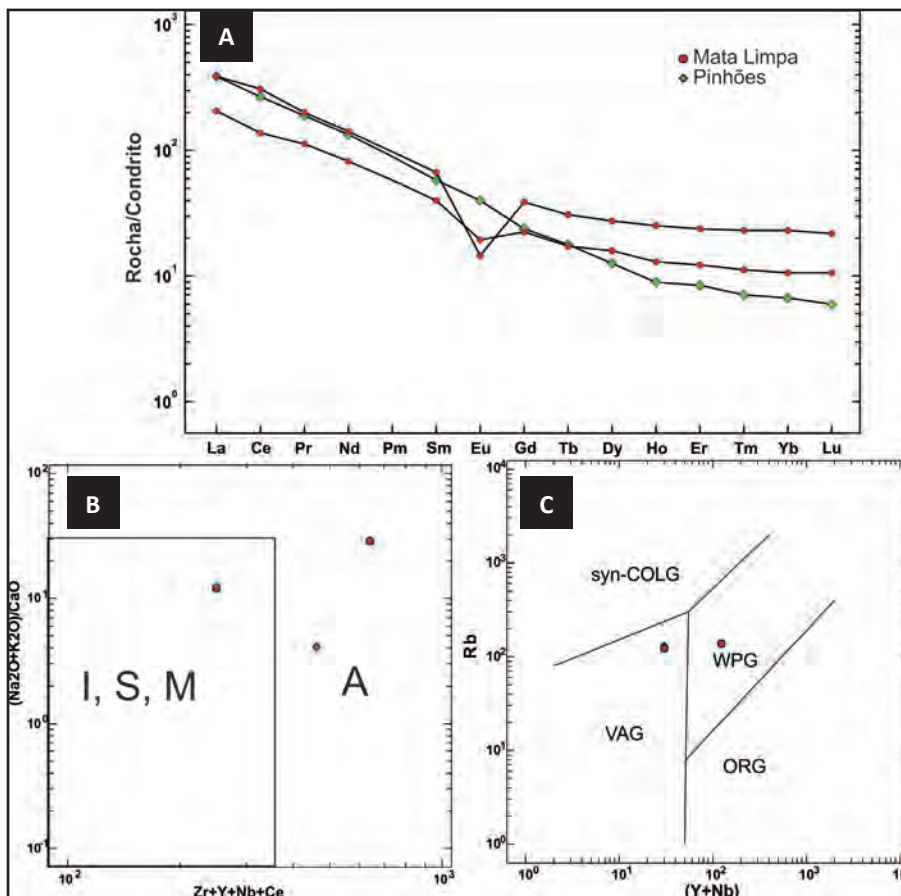


Figura 5.10 – Características geoquímicas dos ortognaisses Pinhões e Mata Limpa. (a) Padrões de elementos terras raras, normalizados pelo condrito (Sun e McDonough, 1989). (b) Diagrama discriminante entre granitos I, S e M e granitos do tipo-A (Whalen et al., 1987). (c) Diagrama discriminante de ambientes tectônicos mostrando os campos para granitos de arco (VAG), intraplaca (WPG), de colisão (syn-COLG) e de dorsais oceânicas (ORG) segundo Pearce et al. (1984).

Tabela 5.5 – Análises litogeoquímicas de amostras do plúton Timbaúba.

	SU-6	SU-7	SU-8		1	2	2
SiO ₂	63,91	64,39	67,2	La	66,6	59,5	36,0
TiO ₂	0,54	0,49	0,64	Ce	129,5	115,4	97,5
Al ₂ O ₃	16,00	16,23	14,84	Pr	13,24	11,89	12,6
Fe ₂ O ₃	4,53	4,03	3,01	Nd	46,5	41,8	53,4
MgO	1,66	1,44	1,18	Sm	6,83	6,33	11,97
MnO	0,07	0,06	0,07	Eu	1,92	1,92	2,69
CaO	2,59	2,43	3,07	Gd	4,33	3,99	9,33
Na ₂ O	4,71	4,65	2,99	Tb	0,55	0,51	1,36
K ₂ O	4,36	4,26	6,05	Dy	2,61	2,27	7,02
P ₂ O ₅	0,21	0,17	0,23	Ho	0,43	0,36	1,23
Cr ₂ O ₃	0,008	0,006	<0,002	Er	1,1	0,98	3,36
Ba	5502	5608	1993	Tm	0,15	0,13	0,5
Be	2	2	3	Yb	1,00	0,81	3,2
Ce	129,5	115,4	97,5	Lu	0,13	0,12	0,41
Co	41,6	44,5	31,1	Ag	<0,1	<0,1	<0,1
Cs	3,6	1,7	2,2	As	<0,5	<0,5	<0,5
Ga	21,0	21,7	18,5	Au	<0,5	1,8	<0,5
Hf	5,9	6,6	5,0	Bi	<0,1	<0,1	0,1
LOI	0,4	0,8	0,3	Cd	<0,1	<0,1	<0,1
Nb	12,4	10,6	32,8	Cu	16,1	13,8	7,7
Ni	26	20	<20	Hg	<0,01	*	<0,01
Rb	79,1	69,7	147,4	Mo	0,3	0,3	0,7
Sc	11	11	11	Ni	23,7	20,1	2,1
Sn	<1	<1	5	Pb	15,6	14,3	28,1
Sr	2362,8	2278,9	798,7	Sb	<0,1	<0,1	<0,1
Sum	98,99	98,99	99,58	Se	<0,5	<0,5	<0,5
Ta	0,5	0,4	4,2	Tl	0,5	0,5	0,2
Th	12,6	11,5	10,7	Zn	83	76	28
U	1,1	1,0	3,6				
V	56	50	60				
W	227,2	333,1	246,5				
Y	12,0	9,9	35,1				
Zr	230,8	235,5	182,0				

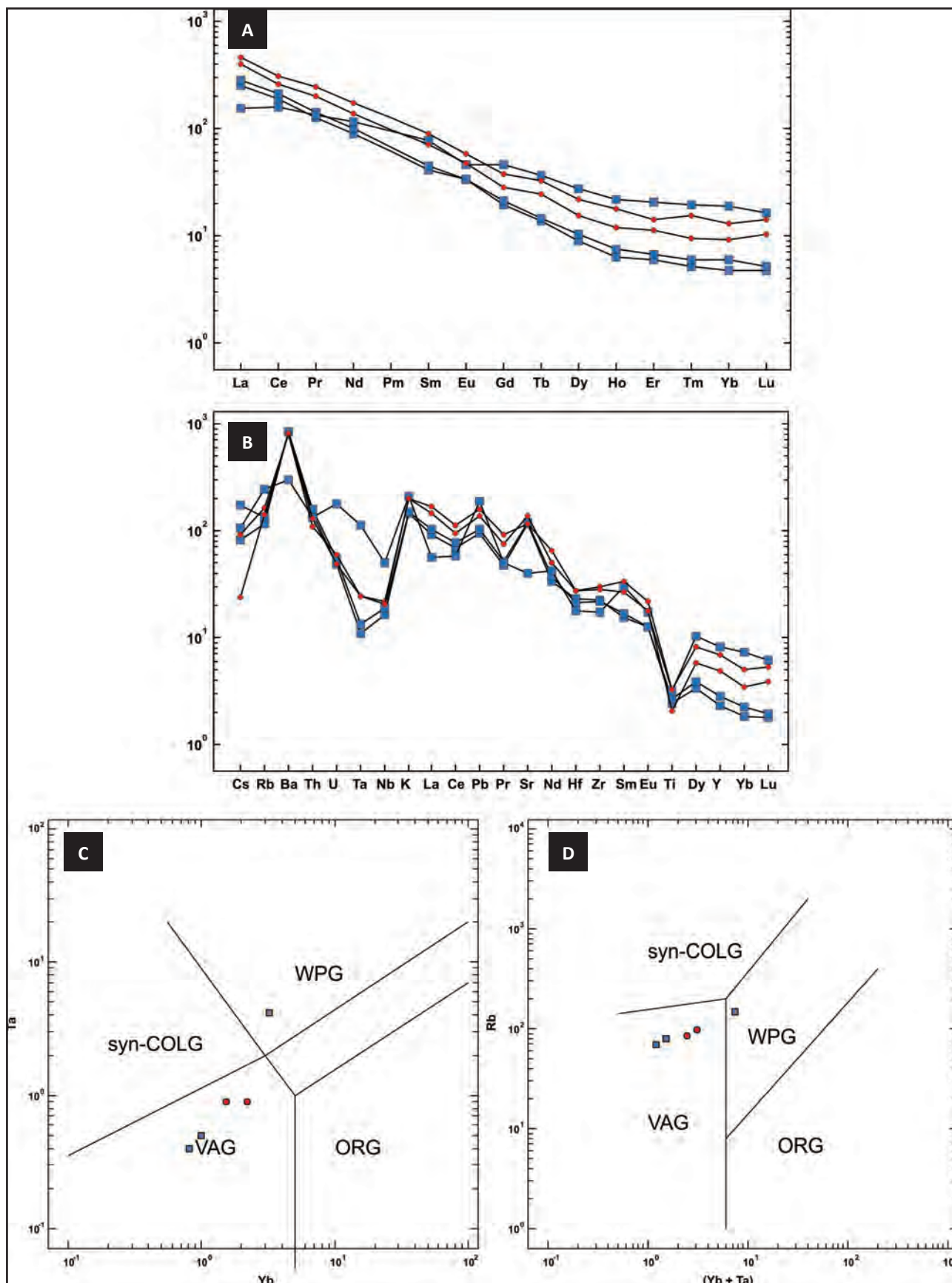


Figura 5.11 – Características geoquímicas dos plútons Timbaúba (quadrados azuis) e Inácio Pereira (círculos vermelhos). (a) Padrões de elementos terras raras, normalizados pelo condrito (Sun e McDonough, 1989). (b) Diagrama multielementar (normalizado pelo manto primitivo; McDonough e Sun, 1995) (c, d) Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos, mostrando os campos para granitos de arco (VAG), intraplaca (WPG), de colisão (syn-COLG) e de dorsais oceânicas (ORG) segundo Pearce et al. (1984).

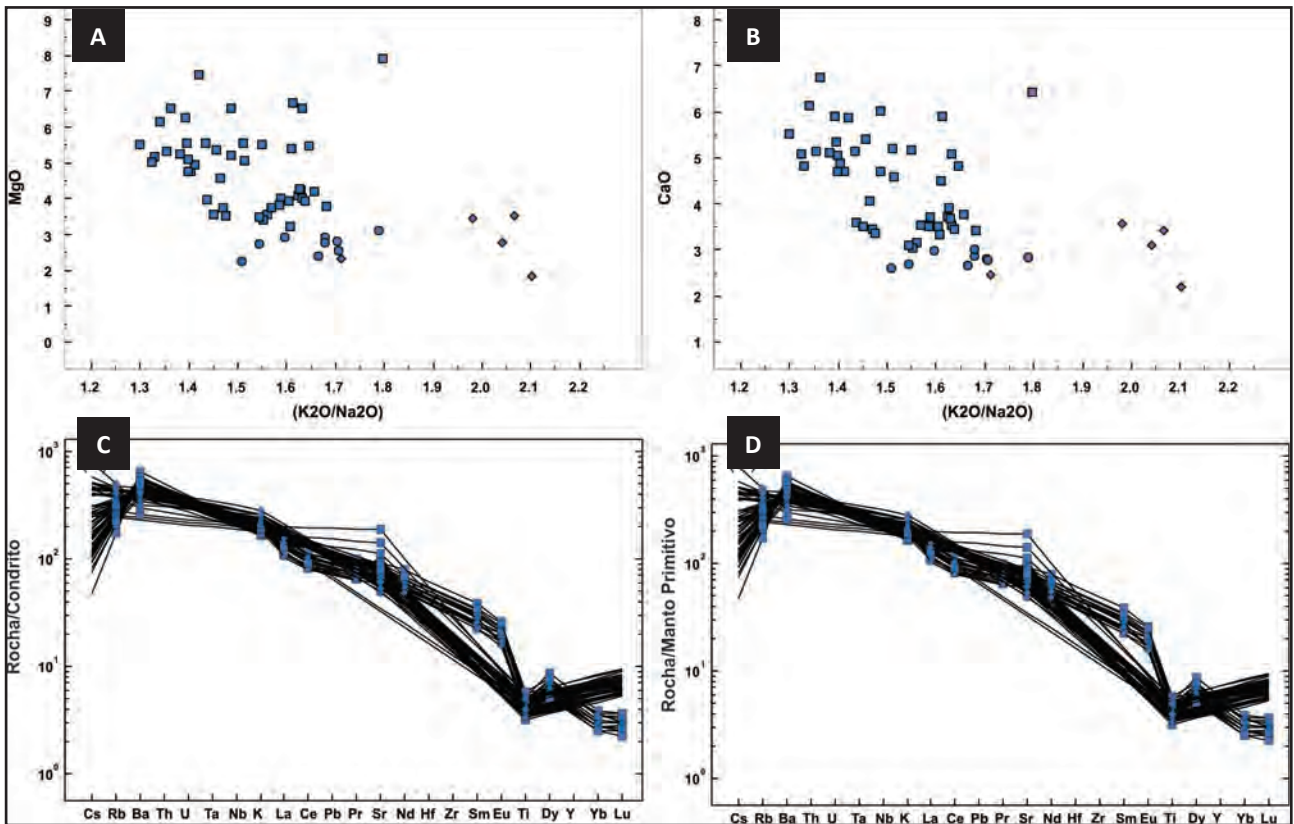


Figura 5.12 – Características geoquímicas do Complexo Bom Jardim (dados de Guimarães, 1989). (a, b) MgO e CaO versus K_2O/Na_2O . (c) Padrões de elementos terras raras, normalizados pelo condrito (Sun e McDonough, 1989). (d) Diagrama multielementar (normalizado pelo manto primitivo; McDonough e Sun, 1995). Notar que alguns elementos traço utilizados neste diagrama não foram analisados.

6 – GEOCROLOGIA

6.1 - EMBASAMENTO PALEOPROTEROZÓICO

6.1.1 - Complexo Vertentes (PP2ve)

Sá et al. (2002) dataram uma amostra do Complexo Vertentes pelo método U-Pb convencional. A amostra foi coletada próximo à localidade tipo (07°57'00"S, 36°11'00"W), mas já na Folha Santa Cruz do Capibaribe. As quatro frações de zircão analisadas forneceram uma discórdia com intercepto superior de 1970 ± 30 Ma, interpretada como a idade de cristalização do protólito. Também na Folha Santa Cruz do Capibaribe, Neves et al. (2006a) dataram as bandas máfica e félsica de uma amostra de ortogneisse bandado pelo método LA-ICP-MS (localidade de Gravatá do Ibiapina; 36°04'00"W, 7°53'00"S). As análises da banda máfica forneceram dois grupos de idades concordantes, com médias ponderadas de 2127 ± 7 Ma e 2044 ± 5 Ma. Estas idades foram interpretadas como idades de cristalização e metamorfismo, respectivamente. Na banda félsica, um zircão magmático forneceu uma idade de 625 ± 24 Ma (Neves et al., 2006a), indicando que a estrutura bandada da rocha foi produto de deformação e metamorfismo durante a Orogênese Brasileira.

Uma nova datação U-Pb pelo método LA-ICP-MS é aqui apresentada (Tabela 6.1). A amostra é proveniente da Pedreira do Tito (Figura 3.1a), localizada 1,5 km a norte da localidade tipo (35°53'46"W, 7°42'15"S), e apresenta o bandamento milimétrico característico desta unidade (Figura 3.1a). A datação desta amostra, juntamente com aquelas do Complexo Saldadinho e do Ortogneisse Mata Virgem, descritas nas duas próximas seções, foi realizada na Universidade de Brasília utilizando os procedimentos descritos por Buhn et al. (2009). Os resultados abaixo são expressos em termos das idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Dos vinte e seis grãos analisados, a maioria dispõe-se próximo à Concórdia (Figura 6.1), com apenas cinco apresentando discordância superior a 10%. Três dos grãos concordantes apresentaram idades entre 2,16 Ga e 2,23 Ga. Estes zircões mais antigos são interpretados como resultado de herança isotópica (xenocristais). Cinco outros grãos deram idades de 2084 ± 33 Ma, 2090 ± 8 Ma, 2091 ± 9 Ma, 2102 ± 8 Ma e 2116 ± 9 Ma. Um agrupamento destas idades forneceu uma idade média ponderada de 2096 ± 23 Ma (Figura 6.1a), considerada como correspondente à idade de cristalização do protólito, indicando intrusão em torno de 2,1 Ga. Uma discórdia construída com exclusão dos grãos mais antigos e de três análises com baixa razão Th/U (<0,1) apresentou um intercepto superior com idade de 2044 ± 27 Ma (Figura 6.1a, b). Apesar do MSWD elevado (15) esta

idade é considerada representativa. Ela é idêntica, apesar do erro mais elevado, à obtida para um dos dois grupos de idades da amostra analisada por Neves et al. (2006a), a qual foi interpretada como datando um evento metamórfico. Esta inferência é suportada pela ocorrência de um grão, possivelmente metamórfico, com baixa razão Th/U de idade 2048 ± 11 Ma. Este grão, juntamente com os dois outros grãos com baixa razão Th/U, definem outra discórdia cujo intercepto superior tem idade de 1986 ± 38 Ma (Figura 6.1b). Esta idade é inferida, com cautela, como datando um possível evento metamórfico mais jovem.

Devido à baixa qualidade da discórdia (MSWD = 76) na amostra datada por Sá et al. (2002), considera-se o intervalo 2,13-2,09 Ga como o mais provável para a geração dos protólitos do Complexo Vertentes. Os resultados de Neves et al. (2006a) e deste estudo sugerem sua deformação durante três

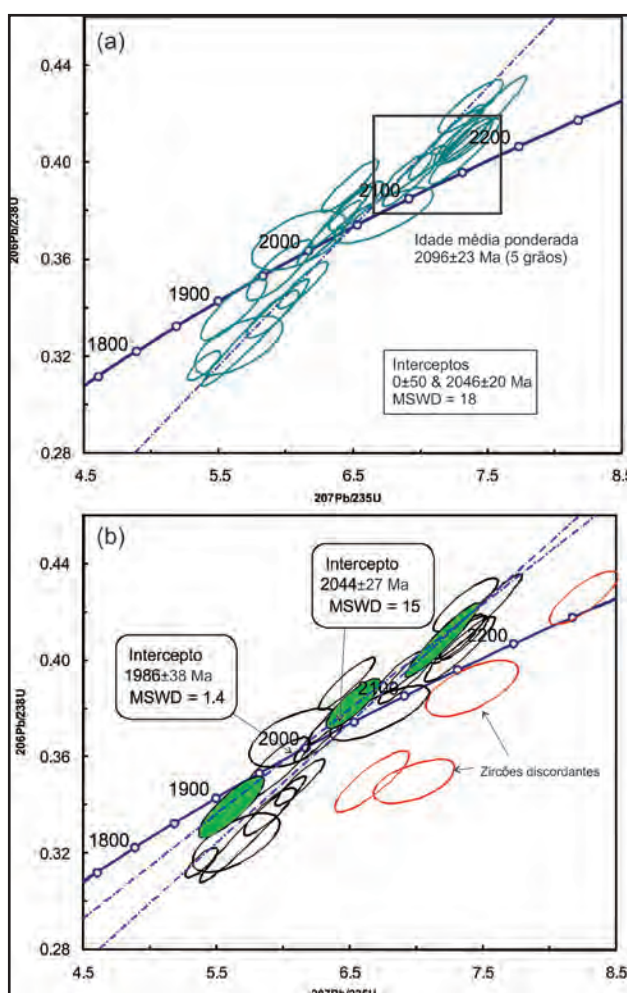


Figura 6.1 – Diagramas concórdia da amostra do Complexo Vertentes obtidos por datação de monocristais de zircão por LA-ICP-MS. (a) Idades ponderadas de zircões concordantes e discórdia definida por zircões ígneos. (b) Discórdia definida por zircões metamórficos.

Tabela 6.1 – Resultados U-Th-Pb por LA-ICP-MS em zircões da amostra SU-541 do Complexo Vertentes. Em verde, zircões metamórficos; em vermelho, dados não utilizados na construção das discordâncias mostradas na Figura 6.1.

Grão-spot	f(206)%	Th/U	Razões						Idades Aparentes								
			206Pb/204Pb		207Pb/235U		206Pb/238U		207Pb/235U		206Pb/238U		1s(Ma)				
			206Pb/204Pb	207Pb/206Pb	1s(%)	207Pb/235U	1s(%)	206Pb/238U	1s(%)	207Pb/235U	1s(Ma)	206Pb/238U	1s(Ma)	Conc (%)			
003-Z01	0,00	0,22	1255508	0,12136	0,9	5,9510	1,7	0,35565	1,4	0,84	1976,3	15,9	1968,7	14,7	1961,5	24,4	99,25
004-Z02	1,24	0,18	1200	0,13846	1,5	7,4169	1,9	0,38849	1,2	0,63	2208,1	25,2	2163,0	17,0	2115,8	22,0	95,82
005-Z03	0,38	0,41	3867	0,14059	0,7	8,2573	1,3	0,42596	1,1	0,82	2234,5	12,5	2259,6	11,7	2287,5	20,6	102,37
006-Z04	0,00	0,12	538398	0,12664	0,6	6,9037	1,1	0,39538	0,9	0,86	2051,8	10,6	2099,1	9,5	2147,7	16,1	104,67
009-Z05	0,00	0,40	325069	0,12952	0,5	7,3045	1,1	0,40903	1,0	0,87	2091,4	9,5	2149,4	10,2	2210,5	18,9	105,69
010-Z06	0,58	0,32	2654	0,13821	0,9	6,6659	1,7	0,34980	1,5	0,86	2204,9	14,8	2068,1	15,0	1933,6	24,7	87,70
011-Z07	0,02	0,17	96580	0,12355	0,5	6,3203	1,5	0,37101	1,5	0,95	2008,1	8,6	2021,3	13,5	2034,2	25,6	101,30
012-Z08	0,00	0,39	466014	0,12633	0,8	7,3708	1,3	0,42315	1,1	0,88	2047,6	14,4	2157,4	12,0	2274,7	20,4	111,09
015-Z09	0,05	0,21	32911	0,12690	0,6	5,7724	2,8	0,32990	2,7	0,98	2055,5	10,9	1942,3	24,1	1837,9	43,8	89,41
016-Z10	0,05	0,19	32312	0,12717	0,5	6,1263	1,2	0,34940	1,1	0,91	2059,2	8,8	1994,0	10,7	1931,8	18,7	93,81
017-Z11	0,01	0,22	220748	0,12359	0,5	5,3877	0,9	0,31617	0,8	0,82	2008,7	8,9	1882,9	8,0	1771,0	12,3	88,17
018-Z12	0,03	0,59	45590	0,12310	0,5	6,4119	1,4	0,37777	1,3	0,96	2001,6	8,8	2033,9	12,6	2065,8	23,8	103,21
021-Z13	0,01	0,31	197888	0,12622	1,8	5,6470	2,4	0,32448	1,5	0,64	2046,0	31,4	1923,3	20,2	1811,6	24,1	88,54
022-Z14	0,02	0,24	95112	0,12771	0,4	7,2659	1,0	0,41263	0,9	0,89	2066,7	7,7	2144,6	8,9	2226,9	17,0	107,75
023-Z15	0,00	0,10	1450340	0,12770	0,5	7,1922	1,6	0,40847	1,5	0,95	2066,6	8,3	2135,5	14,3	2207,9	28,6	106,84
027-Z16	0,00	0,29	1566940	0,12680	0,6	5,8995	1,4	0,33743	1,2	0,87	2054,1	11,3	1961,2	11,7	1874,3	19,3	91,25
028-Z17	0,00	0,15	408838	0,12017	1,9	6,0963	2,3	0,36793	1,4	0,57	1958,8	34,2	1989,7	20,5	2019,7	23,6	103,11
029-Z18	0,00	0,06	319407	0,11986	0,9	5,6091	1,8	0,33941	1,5	0,85	1954,1	16,2	1917,5	15,2	1883,8	24,9	96,40
030-z19	0,00	0,24	374102	0,13487	7,6	7,9474	11,2	0,42737	8,2	0,91	2162,3	132,7	2225,1	100,8	2293,9	158,0	106,08
033-Z20	0,40	0,12	3790	0,14488	1,5	6,9861	1,8	0,34972	1,0	0,56	2286,4	25,1	2109,7	15,9	1933,3	17,5	84,56
034-Z21	0,02	0,21	60268	0,12945	0,5	7,4638	1,8	0,41818	1,7	0,96	2090,5	8,2	2168,7	16,0	2252,2	32,8	107,74
035-Z22	0,00	0,60	298764	0,12779	0,5	6,9507	1,4	0,39449	1,3	0,93	2067,8	8,6	2105,2	12,3	2143,6	23,6	103,67
036-z23	0,01	0,22	246934	0,12036	0,7	6,4773	1,3	0,39033	1,1	0,92	1961,5	12,6	2042,8	11,7	2124,3	20,4	108,30
039-Z24	0,01	0,08	211025	0,12366	0,6	6,5183	1,3	0,38230	1,1	0,85	2009,7	11,5	2048,4	11,2	2087,0	19,5	103,84
040-Z25	0,01	0,32	258598	0,13028	0,5	7,3547	1,0	0,40942	0,9	0,87	2101,8	8,3	2155,5	9,0	2212,3	16,8	105,26
041-Z26	0,00	0,42	443388	0,13134	0,5	7,3288	1,5	0,40469	1,4	0,93	2116,0	9,4	2152,3	13,1	2190,6	25,4	103,52
042-z27	0,23	0,28	6657	0,12898	1,9	6,7247	2,2	0,37814	1,2	0,77	2084,1	32,8	2075,9	19,7	2067,6	21,7	99,21

eventos metamórficos, dois no Paleoproterozóico ($\approx 2,04$ Ga e $\approx 1,99$ Ga) e um no Neoproterozóico (≈ 625 Ma). O primeiro evento tem idade similar à do Complexo Salgadinho, discutido a seguir, e de cristais magmáticos em um ortoanfibolito do Complexo Cabaceiras, datado na Folha Santa Cruz do Capibaribe (Miranda, 2010). Este último contém também zircões metamórficos que forneceram idade de 1996 ± 13 Ma, coincidentes com a do segundo evento metamórfico.

6.1.2 - Complexo Salgadinho (PP2sg)

A amostra datada foi coletada próxima à localidade tipo ($35^{\circ}45'25''W$, $7^{\circ}43'25''S$) e os resultados são mostrados na Tabela 6.2. Dez zircões constituem um agrupamento concordante com idade aparente de 2065 ± 13 Ma, considerada como a melhor estimativa para a idade de cristalização do protólito (Figura 6.2). Dos dezenove grãos analisados, dezesseis análises foram consideradas para construir uma discórdia cujo intercepto superior forneceu uma idade de 2057 ± 20 Ma (Figura 6.2), a qual, alternativamente, pode corresponder à idade de cristalização. Brasilino et al. (no prelo) reportam uma idade bem mais antiga (2183 ± 9 Ma) para uma amostra atribuída ao Complexo Salgadinho na Folha Santa Cruz do Capibaribe. No entanto, os dados geocronológicos do presente estudo concordam com evidências de campo indicando que o Complexo Salgadinho ($\approx 2,06$ Ga) é mais jovem que o Complexo Vertentes (Figura 3.2c). Portanto, a amostra analisada por estes autores deve corresponder a uma unidade mais antiga.

6.1.3 - Ortognaisse Mata Virgem (PP3 γ mv)

A amostra analisada foi coletada próxima à localidade homônima ($35^{\circ}33'36''W$, $7^{\circ}36'20''S$) e os resultados são mostrados na Tabela 6.3. Um zircão mais antigo, com idade de 2106 ± 34 Ma, possivelmente é um xenocristal derivado do

Complexo Vertentes. Cinco zircões constituem um agrupamento concordante com idade média ponderada de 1981 ± 23 Ma (Figura 6.3), considerada a melhor estimativa para a idade de cristalização do protólito. Ela é muito próxima à idade de 1991 ± 5 Ma obtida em uma amostra de um ortoanfibolito na Folha Santa Cruz do Capibaribe (Neves et al., 2006a) que apresenta as mesmas características petrográficas do Ortognaisse Mata Virgem. Estes resultados, juntamente com a discórdia definida pelos zircões metamórficos no Complexo Vertentes e no Complexo Cabaceiras (seção 6.1.1), caracterizam um episódio magmático/metamórfico em torno de 1,96-1,99 Ga. As análises definem ainda uma discórdia com intercepto superior de 1930 ± 49 Ma (Figura 6.3). Apesar do erro elevado, a ocorrência de um evento metamórfico por volta de 1,93 Ga é suportada por um zircão metamórfico concordante com idade de 1925 ± 22 Ma, mas esse resultado deve ser visto com cautela.

6.2 - MAGMATISMO INTRAPLACA PALEO- A MESOPROTEROZÓICO

Uma idade U/Pb em zircão de 1521 ± 7 Ma foi obtida para uma amostra do Ortognaisse Taquaritinga na Folha Santa Cruz do Capibaribe (Sá et al., 2002). Também nesta folha, uma idade de resfriamento de $553,4 \pm 1,1$ Ma foi fornecida por biotita pelo método $Ar^{40}-Ar^{39}$ (Neves et al., 2000). Para o

Complexo Gabro-Anortosítico de Passira, Accioly (2000) reporta uma idade U-Pb em zircão (método convencional) de 1718 ± 20 Ma (MSWD = 35) em uma amostra de metanortosito. Accioly (2000) também apresenta idades calculadas a partir de análises por microsonda eletrônica de U, Th e Pb de cristais de zircão e monazita (método químico) de amostras de ortoanfibolitos graníticos desse complexo. Os valores variaram entre 1,68 e 1,58 Ga.

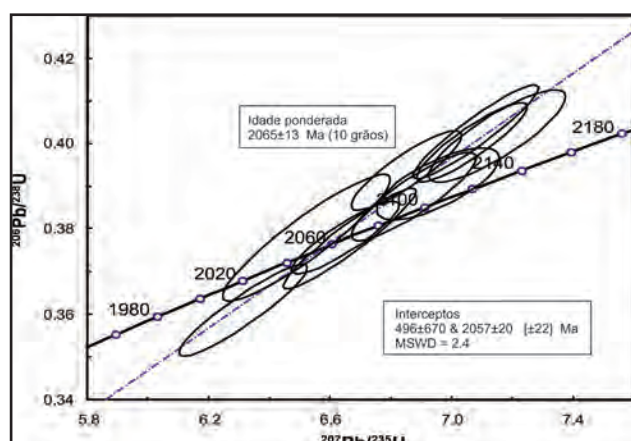


Figura 6.2 – Diagrama concórdia para amostra do Complexo Salgadinho obtida por datação de monocristais de zircão por LA-ICP-MS.

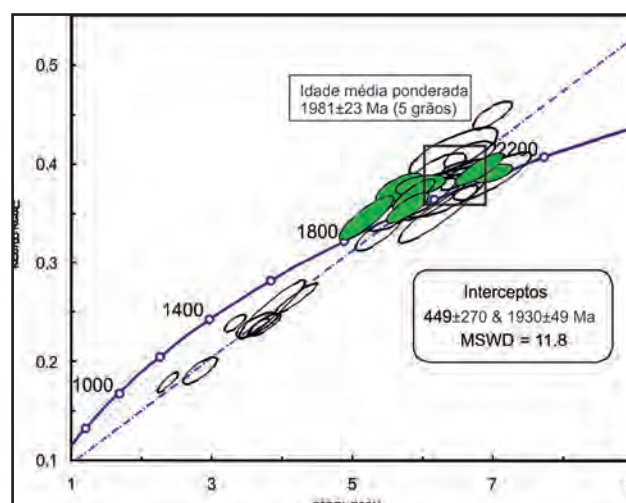


Figura 6.3 – Diagrama concórdia para amostra do Ortognaisse Mata Virgem obtida por datação de monocristais de zircão por LA-ICP-MS.

Tabela 6.2 – Resultados U-Th-Pb por LA-ICP-MS em zircões da amostra SU-497 do Complexo Salgadinho. Em vermelho, dados não utilizados na construção da discordância mostrada na Figura 6.2.

Grão-spot	Razões				Idades Aparentes													
	f(206)%	Th/U	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	1s(%)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	1s(%)	Rho	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	1s(Ma)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	1s(Ma)	Conc (%)					
024-Z16	0,01	0,31	205444	0,12680	0,6	6,3123	1,4	0,36106	1,2	0,93	2054,0	10,8	2020,2	11,9	1987,2	20,9	96,75	98,36852
021-Z13	0,00	0,24	467687	0,12511	0,7	6,5208	1,7	0,37802	1,6	0,92	2030,3	11,8	2048,7	15,2	2067,0	28,3	101,81	100,8932
006-Z04	0,00	0,36	413082	0,12754	0,6	6,6486	1,1	0,37808	0,9	0,89	2064,3	10,5	2065,8	9,6	2067,3	16,1	100,15	100,0727
005-Z03	0,00	0,34	397166	0,12790	0,4	6,6630	1,3	0,37784	1,3	0,94	2069,3	7,7	2067,7	11,8	2066,2	22,4	99,85	99,92419
010-Z06	0,00	0,33	905425	0,12616	0,5	6,8494	1,1	0,39375	1,0	0,88	2045,1	8,6	2092,1	9,6	2140,2	17,6	104,65	102,2987
027-Z17	0,00	0,23	328175	0,12859	0,6	6,8736	1,2	0,38767	1,1	0,88	2078,8	9,9	2095,3	10,8	2112,0	19,5	101,60	100,7996
017-Z12	0,01	0,26	132399	0,12911	0,8	6,9536	1,2	0,39062	0,9	0,73	2085,9	13,8	2105,5	10,5	2125,7	16,0	101,91	100,9583
023-Z15	0,00	0,17	598069	0,12797	0,4	7,0641	1,0	0,40037	0,9	0,90	2070,2	7,8	2119,5	9,3	2170,7	17,5	104,85	102,4151
011-Z07	0,01	0,20	126701	0,12744	0,4	7,0785	1,2	0,40286	1,1	0,94	2062,9	7,2	2121,3	10,6	2182,2	20,7	105,78	102,8673
015-Z09	0,00	0,10	1038519	0,12902	0,7	7,1481	1,3	0,40183	1,1	0,85	2084,6	11,5	2130,1	11,5	2177,5	20,5	104,45	102,2253
009-Z05	0,00	0,37	546956	0,12667	2,5	7,1968	2,6	0,41205	0,8	0,29	2052,3	43,6	2136,1	23,2	2224,3	15,4	108,38	104,1286
012-Z08	0,00	0,27	855232	0,12653	1,0	7,3244	1,2	0,41985	0,7	0,70	2050,2	17,8	2151,8	10,8	2259,8	12,7	110,22	105,0187
030-Z20	0,00	0,56	2183059	0,12920	1,9	7,4432	2,5	0,41784	1,6	0,85	2087,1	32,9	2166,2	22,1	2250,7	30,7	107,84	103,9004
029-Z19	0,00	0,58	1055276	0,12832	1,0	7,7982	1,7	0,44076	1,4	0,81	2075,1	17,3	2208,0	15,3	2354,0	27,4	113,44	106,6147
022-Z14	0,00	0,33	419052	0,13096	0,5	7,8153	1,1	0,43280	1,0	0,88	2110,9	8,5	2210,0	9,8	2318,3	18,9	109,82	104,9035
028-Z18	0,00	0,33	526867	0,12806	0,6	7,8227	2,0	0,44303	1,9	0,95	2071,5	10,6	2210,8	17,9	2364,2	37,4	114,13	106,9372

Tabela 6.3 – Resultados U-Th-Pb por LA-ICP-MS em zircões da amostra SU-515 do Ortognaisse Mata Virgem. Em verde, zircões metamórficos.

Grãos-spot	Razões				Idades Aparentes												
	f(206)%	Th/U	206Pb/204Pb	207Pb/206Pb	1s(%)	207Pb/235U	1s(Ma)	206Pb/238U	1s(Ma)	Conc (%)							
018-Z12	0,04	0,07	41174	0,10937	1,7	5,670476	2,4	0,37602	1,7	0,72	1789,004	31,5	1926,884	20,7	2057,645	29,3	115,02
056-Z35	0,76	0,09	1971	0,12964	1,3	6,9918	1,7	0,39117	1,0	0,57	2093,0	23,6	2110,4	14,8	2128,2	18,0	101,68
019-Z13	0,01	0,09	133867	0,10899	1,5	5,193905	3,1	0,34563	2,7	0,87	1782,592	27,2	1851,618	26,0	1913,686	44,1	107,35
058-Z37	0,66	0,12	2258	0,11440	2,1	5,9778	2,4	0,37899	1,2	0,46	1870,4	38,7	1972,6	21,3	2071,6	20,7	110,76
036-Z25	0,03	0,12	42311	0,11527	1,1	5,873405	2,1	0,36956	1,8	0,84	1884,038	20,1	1957,313	18,1	2027,348	30,6	107,61
030-Z21	0,05	0,16	21496	0,12486	1,1	6,805503	2,0	0,39531	1,7	0,85	2026,798	18,9	2086,439	17,9	2147,414	31,5	105,95
031-Z22	0,02	0,16	61078	0,11792	1,3	5,789927	2,2	0,35610	1,8	0,81	1924,976	22,5	1944,906	18,9	1963,675	30,3	102,01
015-Z09	0,05	0,18	30452	0,11822	1,7	6,668465	2,2	0,40911	1,4	0,62	1929,47	30,8	2068,454	19,6	2210,847	26,2	114,58
053-Z34	0,00	0,18	506766	0,12151	2,1	6,6542	2,3	0,39719	0,8	0,58	1978,5	37,5	2066,6	20,0	2156,1	15,2	108,98
029-Z20	0,15	0,19	10001	0,12150	1,9	6,148167	3,2	0,36700	2,6	0,81	1978,354	33,2	1997,112	27,7	2015,292	44,4	101,87
035-Z24	0,02	0,22	95374	0,11275	1,0	6,987447	1,6	0,44945	1,3	0,77	1844,28	18,5	2109,835	14,5	2392,815	25,5	129,74
032-Z23	0,14	0,26	11007	0,13060	1,9	6,985509	3,2	0,38793	2,6	0,84	2106,046	33,5	2109,589	28,2	2113,224	46,2	100,34
004-Z02	0,06	0,26	16004	0,12237	1,1	6,568921	1,9	0,38934	1,6	0,84	1991,035	18,9	2055,187	17,2	2119,751	29,7	106,46
026-Z17	0,58	0,28	6252	0,12258	3,1	6,278343	4,2	0,37147	2,8	0,66	1994,112	54,7	2015,437	36,2	2036,318	48,7	102,12
009-Z05	0,07	0,30	25671	0,09598	1,2	2,370679	2,6	0,17914	2,3	0,88	1547,394	22,5	1233,806	18,4	1062,263	22,5	68,65
020-Z14	0,10	0,31	23650	0,10750	2,1	2,83201	3,6	0,19106	2,9	0,81	1757,535	37,7	1364,055	26,5	1127,112	30,0	64,13
012-Z08	0,09	0,31	15868	0,11332	3,1	6,439738	4,0	0,41217	2,5	0,75	1853,28	56,6	2037,707	35,1	2224,814	46,6	120,05
028-Z19	0,15	0,32	10693	0,11108	2,6	3,636655	3,3	0,23744	2,1	0,75	1817,237	45,7	1557,591	26,1	1373,354	26,2	75,57
003-Z01	0,09	0,33	17919	0,11037	1,6	3,854067	5,0	0,25327	4,7	0,95	1805,453	29,1	1604,119	39,5	1455,308	61,4	80,61
0317Z26	0,19	0,33	8624	0,11465	1,4	3,76107	2,4	0,23792	1,9	0,80	1874,387	25,5	1584,477	18,9	1375,892	23,6	73,40
044-Z27	0,09	0,37	18596	0,11264	0,9	3,6615	1,7	0,23576	1,4	0,82	1842,5	16,7	1563,0	13,2	1364,6	16,9	74,06
059-Z38	0,01	0,38	152598	0,11541	1,6	4,2015	2,9	0,26404	2,4	0,94	1886,3	29,0	1674,3	23,7	1510,5	32,7	80,08
005-Z03	0,07	0,38	22165	0,12039	1,3	6,10018	2,5	0,36748	2,1	0,85	1962,056	23,6	1990,273	21,83	2017,555	36,8	102,83
006-Z04	0,09	0,42	16954	0,10433	8,9	5,629647	9,6	0,39135	3,7	0,62	1702,577	164,1	1920,649	83,1	2129,067	66,8	125,05
016-Z10	0,07	0,43	27751	0,11571	1,8	5,528955	2,5	0,34655	1,7	0,68	1891,01	32,2	1905,109	21,1	1918,082	27,8	101,43
027-Z18	0,13	0,44	11528	0,11816	1,4	5,370307	2,5	0,32963	2,1	0,84	1928,599	24,2	1880,132	21,3	1836,576	33,6	95,23
057-Z36	0,41	0,44	3687	0,12897	1,4	6,2149	3,7	0,34948	3,4	0,92	2084,0	24,9	2006,5	31,9	1932,1	56,8	92,71
051-Z32	0,65	0,53	2506	0,10103	1,2	3,3320	1,8	0,23920	1,4	0,77	1643,1	21,2	1488,6	14,2	1382,5	17,7	84,14
017-Z11	0,13	0,65	11809	0,11459	1,8	6,185003	2,7	0,39147	2,1	0,75	1873,442	33,0	2002,331	24,4	2129,62	38,2	113,67

6.3 - SEQUÊNCIAS METASSEDIMENTARES

Zircões de duas amostras do Complexo Sertânia na Folha Surubim foram datados por Santos et al. (2004). As análises com discordância inferior a 5% apresentaram idades entre 2,14 e 1,94 Ga. Isto levou estes autores a interpretar a deposição da sequência como paleoproterozóica e penecontemporânea à formação do Complexo Floresta. Uma amostra datada por Neves et al. (2009), próxima a uma das amostras analisadas por Santos et al. (2004), também forneceu exclusivamente zircões paleoproterozóicos. Todavia, a população mais abundante consiste de grãos com idades entre 1,9 e 2,0 Ga e o zircão mais jovem tem 1,87 Ga de idade, indicando que a deposição dos sedimentos foi posterior ao evento Transamazônico. A interpretação aqui favorecida é que os zircões com idades no intervalo 2,2-2,0 Ga nestas amostras são de derivação proximal e, portanto, herdados dos ortognaisses paleoproterozóicos dos complexos Floresta/Vertentes.

Para o Complexo Surubim-Caroalina, zircões detríticos datados por LA-ICP-MS em uma amostra na Folha Santa Cruz do Capibaribe mostraram idades U-Pb variando do Arqueano ao Neoproterozóico, com o zircão mais jovem indicando deposição posterior a 665 Ma (Neves et al., 2006a). Três amostras na Folha Surubim foram analisadas por Neves et al. (2009). Em uma delas, apenas zircões paleoproterozóicos estão presentes. Esta amostra está localizada bem ao sul do limite proposto entre os terrenos Alto Moxotó e Rio Capibaribe e, desta forma, não pode ser atribuída ao Complexo Sertânia. Em outra amostra, zircões paleoproterozóicos são predominantes, mas o zircão mais jovem (850 ± 22 Ma) confirma a idade neoproterozóica do complexo. Finalmente, na terceira amostra, que, de acordo com o mapa geológico da Paraíba (Santos et al., 2002) pertenceria ao Complexo Sertânia, predominaram zircões neoproterozóicos, com o mais jovem tendo idade de 642 ± 26 Ma, interpretada como a idade máxima de deposição.

Idades U-Pb de sobrecrescimentos em zircões do Complexo Sertânia, apesar do erro elevado, indicam metamorfismo brasileiro (Santos et al., 2004). Uma idade mais precisa de 623 ± 6 Ma foi obtida em um sobrecrescimento em uma das amostras analisadas por Neves et al. (2009) para o Complexo Surubim-Caroalina. Esta idade é similar à obtida para um leucossoma de paragnaisse pelítico na Folha Santa Cruz do Capibaribe (626 ± 15 Ma; Neves et al., 2006a). Em conjunto com a idade da banda félsica de um ortognaisses paleoproterozóico (Neves et al., 2006a), estes resultados indicam que o pico do metamorfismo regional ocorreu por volta de 625 Ma.

6.4 - MAGMATISMO NEOPROTEROZÓICO E ZONAS DE CISALHAMENTO

6.4.1 - Ortognaisse Pinhões (NP1 γ ph)

Uma amostra desta unidade foi datada por LA-ICP-MS na Université de Montpellier II (França)

(Neves et al., 2011). Todos os vinte e sete grãos de zircão analisados forneceram idades concordantes, com uma idade média de 870 ± 8 Ma (Figura 6.4). Rochas desta idade ainda não tinham sido identificadas no Domínio Central e este dado constitui o primeiro registro de magmatismo neoproterozóico imediatamente posterior ao evento Cariris Velhos. A interpretação preliminar é de uma fase tardia desse evento ou de um episódio distensivo local.

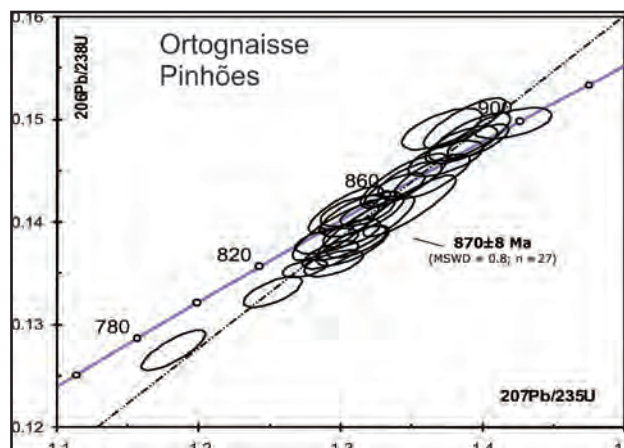


Figura 6.4 – Diagrama concórdia para amostra do Ortognaisse Pinhões obtida por datação de monocristais de zircão por LA-ICP-MS.

6.4.2 - Suíte Intrusiva Conceição (plúton Timbaúba, NP3 γ 2c4) e Suíte Intrusiva Itaporanga (plúton Inácio Pereira, NP3 γ 21t51)

Uma idade U-Pb em zircão (método convencional) de 645 ± 5 Ma foi obtida em uma amostra do plúton Timbaúba na Folha Sapé (Guimarães et al., 2004). Esta idade é mais antiga (embora se superponha na margem de erro) com a idade do zircão mais jovem encontrada em uma das amostras do Complexo Surubim-Caroalina relatada acima. Assim, ela deve ser interpretada como a idade máxima de cristalização do plúton. Datação por SHRIMP (Guimarães et al., 2011a) revelou que alguns zircões do plúton Timbaúba contêm núcleos herdados, com idades variando entre 870 e 1200 Ma, o que pode explicar a idade relativamente antiga obtida pelo método convencional. Análises do bordo de quatorze grãos forneceram uma idade concordante de 616 ± 5 Ma, a qual é considerada, portanto, como a melhor estimativa para a idade de cristalização do plúton (Guimarães et al., 2011a).

Guimarães et al. (2011b) analisaram zircões de uma amostra do plúton Inácio Pereira pelo método SHRIMP. Os zircões contêm núcleos herdados, como no caso do plúton Timbaúba, mas agora com idades paleoproterozóicas (2,03-2,07 Ga). Sobrecrescimentos magmáticos forneceram uma idade concórdia de 618 ± 5 Ma, indistinguível, na margem de erro, da idade obtida para o plúton Timbaúba. Isto demonstra que os dois plútons foram intrudidos durante o mesmo evento magmático.

6.4.3 - Complexo Bom Jardim (NP3γ3tn5), Plúton Toritama (NP3γ3tn4) e zonas de cisalhamento associadas

Uma idade U-Pb em zircão de 592 ± 7 Ma foi obtida para o Complexo Bom Jardim (Guimarães e Silva Filho, 1998; Guimarães et al., 2004). Guimarães e Da Silva Filho (1998) construíram uma isócrona Rb-Sr utilizando amostras do plúton Toritama e do Complexo Bom Jardim e obtiveram uma idade de 585 ± 35 Ma, similar dentro da margem de erro, à idade U-Pb. Neves et al. (2000) apresentaram uma datação ^{40}Ar - ^{39}Ar em anfibólio para o plúton Toritama de 589 Ma, interpretada como uma idade máxima de cristalização. Estudos estruturais (Neves et al., 2000, 2006b) mostram que a intrusão desses plútons foi precoce com respeito ao desenvolvimento das zonas de cisalhamento transcorrentes espacialmente associadas com eles. Isto coloca o início do regime transcorrente por volta de 590 Ma.

6.4.4 - Zona de Cisalhamento Coxixola

O estágio tardio da tectônica transcorrente é registrado pela intrusão do plúton Marinho, que ocorre ao norte da zona de cisalhamento Coxixola, na Folha Santa Cruz do Capibaribe. Este plúton exhibe apenas fraca deformação no estado sólido e forneceu uma idade U-Pb em zircão de 550 ± 2 Ma (Miranda, 2010). Hollanda et al. (2010) reportam duas idades platô ^{40}Ar - ^{39}Ar em muscovita de 548 ± 2 Ma e 546 ± 2 Ma para a zona de cisalhamento Coxixola. Embora a localização precisa não tenha sido fornecida, infere-se pelo mapa esquemático desses autores que elas foram coletadas na Folha Surubim. Estas idades indicam que o resfriamento metamórfico para a temperatura de fechamento da muscovita ($\approx 400^\circ\text{C}$) foi bastante lento se a idade de cristalização do Complexo Bom Jardim for considerada como marcando o início do regime transcorrente.

7 – GEOLOGIA ESTRUTURAL E TECTÔNICA

7.1 - INTRODUÇÃO

Tanto os ortognaisses quanto as rochas metassedimentares na Folha Surubim apresentam uma foliação regional com postura de baixo ângulo quando não afetada por dobras e zonas de cisalhamento. Admite-se que a foliação (ou as foliações) dos ortognaisses paleoproterozoicos e dos paragnaisses e rochas associadas do Complexo Surubim-Caroalina foram paralelizadas e trabalhadas conjuntamente na ocasião dos eventos metamórficos-deformacionais do Ciclo Brasileiro. Isto é indicado pelo fato de níveis graníticos concordantes nos ortognaisses terem fornecido idade de cristalização neoproterozóica (Neves et al., 2006a; seção 6.1). Adicionalmente, a trama presente nos ortognaisses paleoproterozoicos é similar em grau metamórfico, orientação e cinemática com aquela encontrada no ortognaisse Taquaritinga (Neves et al., 2005; Figura 7.1a) e no ortognaisse Pinhões (Figura 7.1b), sendo, portanto, posterior tanto à Orogênese Transamazônica quanto ao evento Cariris Velhos.

A relação temporal entre a foliação regional e aquela resultante da tectônica transcorrente é evidenciada por dados de campo e geocronológicos. A transposição da foliação de baixo ângulo por uma foliação milonítica subvertical pode ser observada em alguns afloramentos (Figuras 7.1c, d), indicando a idade mais jovem desta última. O evento metamórfico responsável pela formação da foliação regional teve um clímax em torno de 625 Ma, como visto no capítulo anterior. A temperatura deve ter permanecido elevada após a cristalização dos plútons Timbaúba e Inácio Pereira (616-618 Ma), possibilitando sua gnaissificação parcial. Já as zonas de cisalhamento transcorrentes têm suas idades determinadas indiretamente pelas idades dos plútons espacialmente associados com elas. No caso da Folha Surubim, a idade de 592 Ma do Complexo Bom Jardim (Guimarães et al., 2004) pode ser considerada como correspondendo ao início do regime transcorrente, tendo em vista o caráter cedotectônico deste plúton (Neves et al., 2006b).

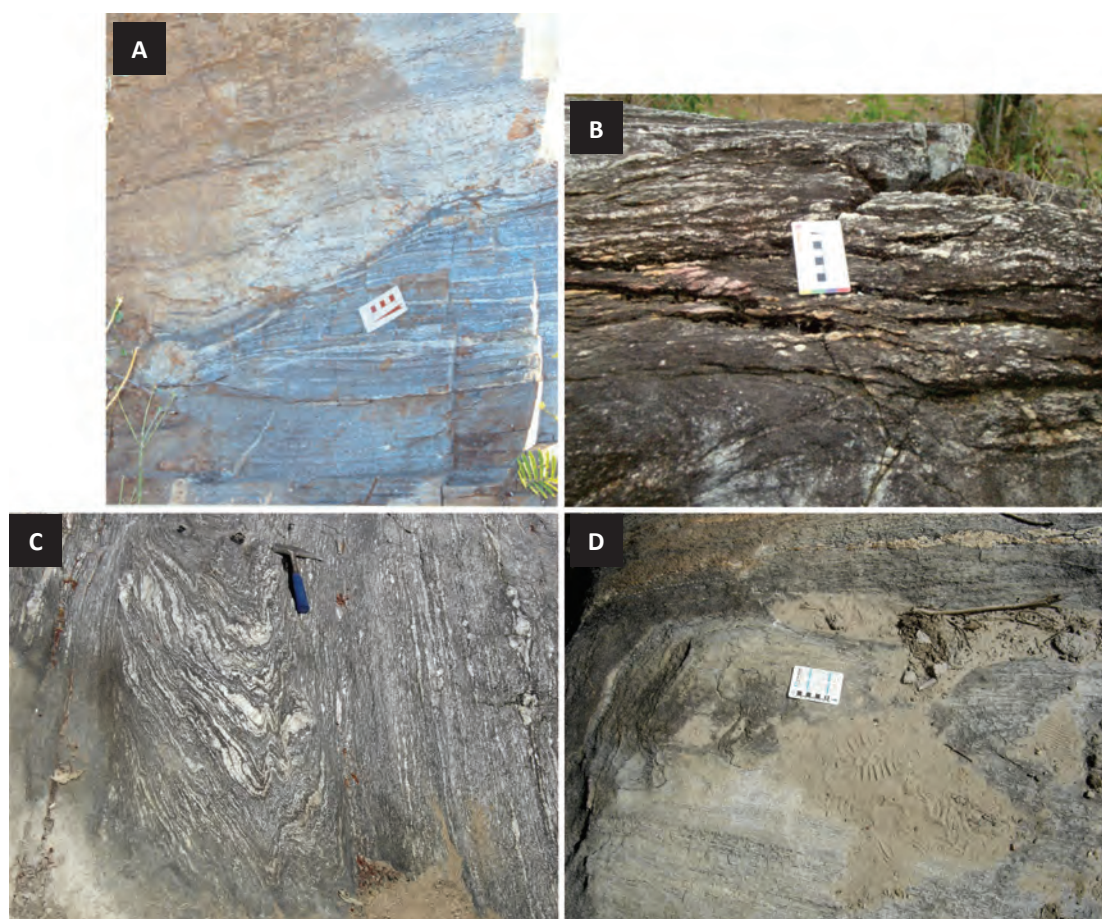


Figura 7.1 – (a) Contato entre ortognaisse bandado (Complexo Vertentes; abaixo) e ortognaisse Taquaritinga truncado por foliação gnaíssica sub-horizontal (Fig. 3c de Neves et al., 2005). (b) Contato concordante entre ortognaisse bandado (Complexo Floresta; acima) e ortognaisse Pinhões. (c, d) Transposição da foliação de baixo ângulo para uma foliação milonítica subvertical em rochas calcissilicáticas (c; SU-110) e em paragnaisses (d; SU-374).

Várias fases de dobramentos afetam a foliação regional. A Tabela 7.1 mostra a equivalência entre as dobras descritas no embasamento e na cobertura metassedimentar. Na escala macroscópica, ressaltam-se dobras invertidas com vergência para sul e dobras normais com traços axiais de direção E-W a ENE-WSW. O paralelismo entre os traços axiais destas últimas e a orientação das transcorrências sugere contemporaneidade destas estruturas. Zonas de cisalhamento dúctil-rúpteis, falhas e fraturas marcam o final da atividade tectônica.

Tabela 7.1 – Nomenclatura adotada para gerações de dobras no embasamento gnáissico e nas rochas metassedimentares.

Embasamento	Cobertura
F_{p+3}	F_4
F_{p+2}	F_3
F_{p+1}	F_2
F_p	

7.2 - TECTÔNICA DE BAIXO ÂNGULO

7.2.1 - Foliação/bandamento principal (S_p)

Em projeção estereográfica, os pólos do bandamento gnáissico nos ortognaisses

paleoproterozóicos e no Ortognaisse Pinhões mostram uma dispersão, embora ainda possa ser definida uma guirlanda N-S, com máximos e guirlandas secundárias no seu interior (Figura 7.2a, b). A trama é predominantemente planar, indicando importante componente de achatamento, mas uma forte lineação de estiramento definida pelo alongamento de quartzo e/ou feldspatos foi observada em vários afloramentos (Figuras 3.1c, 3.6b e 7.3). Em projeção estereográfica, a lineação apresenta apreciável dispersão (Figura 7.2c, d), mas com dominância de caimentos baixos para leste e sudoeste. Critérios cinemáticos são raros, mas localmente encontrados (Figura 3.6a), e sugerem transporte tectônico com topo para nordeste. Esta cinemática também foi observada no Ortognaisse Taquaritinga na Folha Santa Cruz do Capibaribe (Neves et al., 2000).

No Complexo Surubim-Carolina, as evidências listadas em seguida indicam que o bandamento principal tem hierarquia S_2 : (a) dobras mesoscópicas isoclinais do bandamento principal já são desenhadas por um bandamento de origem tectono-metamórfica (ver seção 7.2.2); (b) dobras e arcos poligonais de micas dentro do bandamento principal, observadas em seção delgada, indicam ser este uma estrutura pelo menos de hierarquia S_2 ; (c)

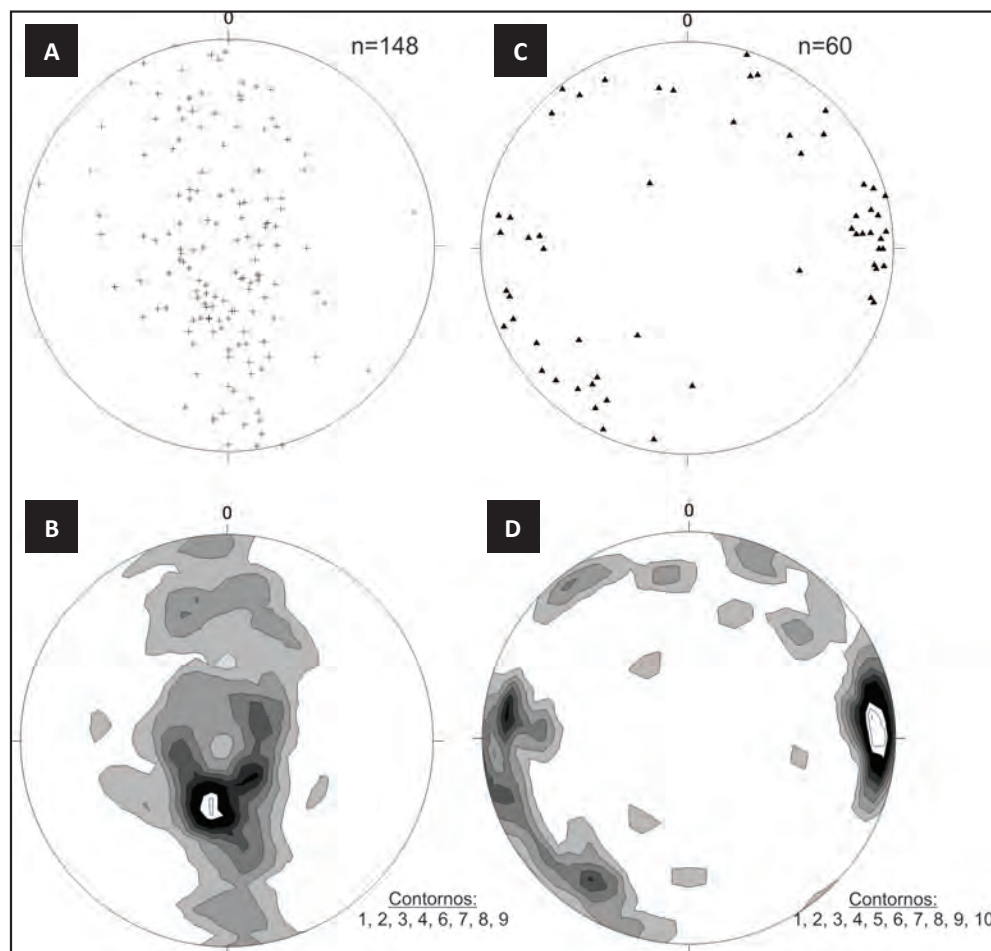


Figura 7.2 – Projeções estereográficas para foliações e lineações em ortognaisses. (a) Polos de foliação. (b) Contornos de densidade de pólos de foliação. (c) Lineações. (d) Contornos de densidade de lineações.



Figura 7.3 – Lineação de estiramento em ortogneisses. (a) Anfibólio ortogneisse granodiorítico do Complexo Floresta. SU-92. (b) Ortogneisse quartzo-diorítico do Complexo Vertentes. SU-551.

dobras fechadas a isoclinais desenhadas por uma foliação de opacos alongados são conservadas no interior de porfiroblastos de granada.

Em projeção estereográfica, os polos da foliação principal distribuem-se segundo uma guirlanda que mostra uma banda alongada e máximos interiores (Figura 7.4a, b). A distribuição sugere que a foliação foi afetada por dobras cilíndricas com traço axial ENE-WSW e charneira com baixo caimento para ENE,

consistente com a orientação das dobras observadas em escala de mapa e afloramento.

A foliação S_2 é associada com lineações minerais e/ou de estiramento de baixo caimento. São frequentes lineações definidas por fibrolita, sendo também comuns aquelas definidas por estiramento de quartzo ou feldspato, *rods* de quartzo e sombras de pressão em granada (Figura 7.5). Estes elementos se orientam segundo as mesmas direções que a fibrolita e atestam a

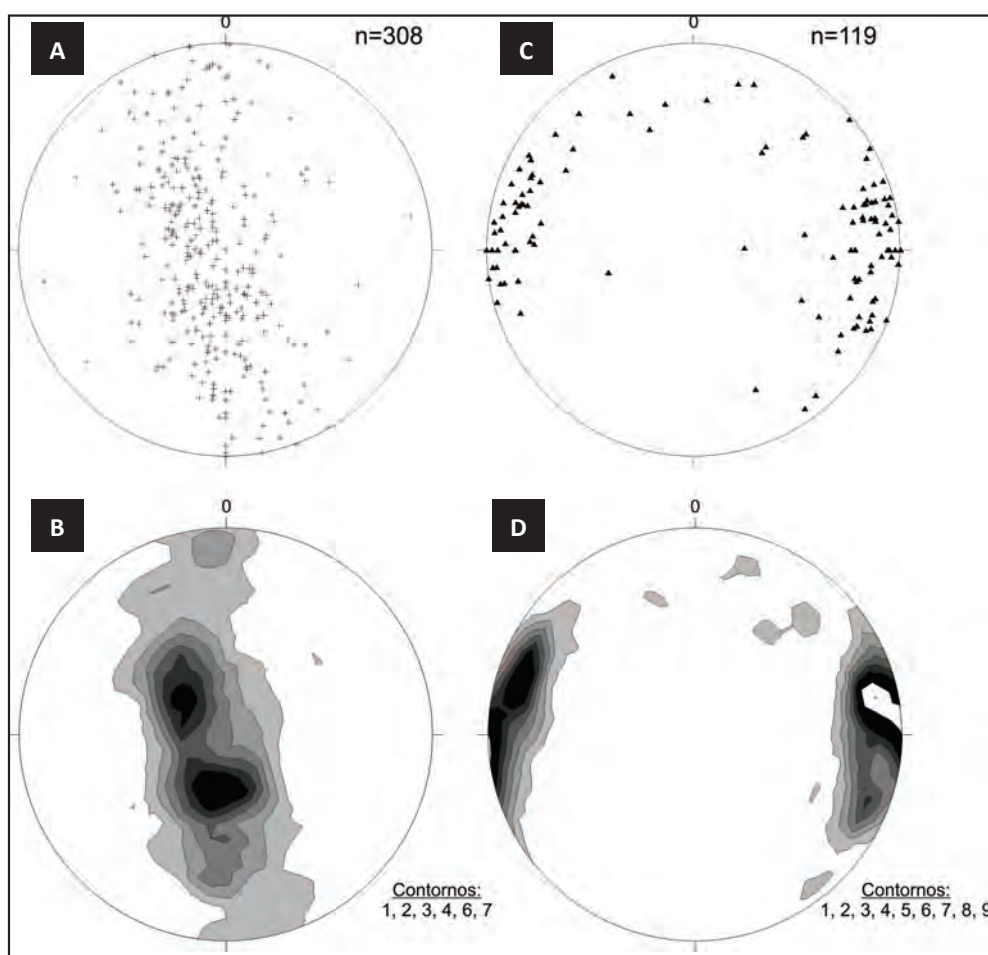


Figura 7.4 – Projeções estereográficas para as rochas metassedimentares do Complexo Surubim-Carolina. (a) Polos de foliação. (b) Contornos de densidade de polos de foliação. (c) Lineações. (d) Contornos de densidade de lineações.

geração da S_2 num evento regional (da fácies anfibolito) consistente geométrica e cinematicamente. Em projeção estereográfica, observa-se que as lineações apresentam baixo caimento, predominantemente para ESE ou WNW, com dispersão para os quadrantes nordeste e sudoeste (Figura 7.4c, d).

Várias estruturas monoclinicas geradas sin-foliação são observadas no bandamento/foliação principal, consistentemente indicando transporte tectônico para W ou WNW (Figuras 7.6 e 7.7). Os mais comuns são bandas de cisalhamento extensionais

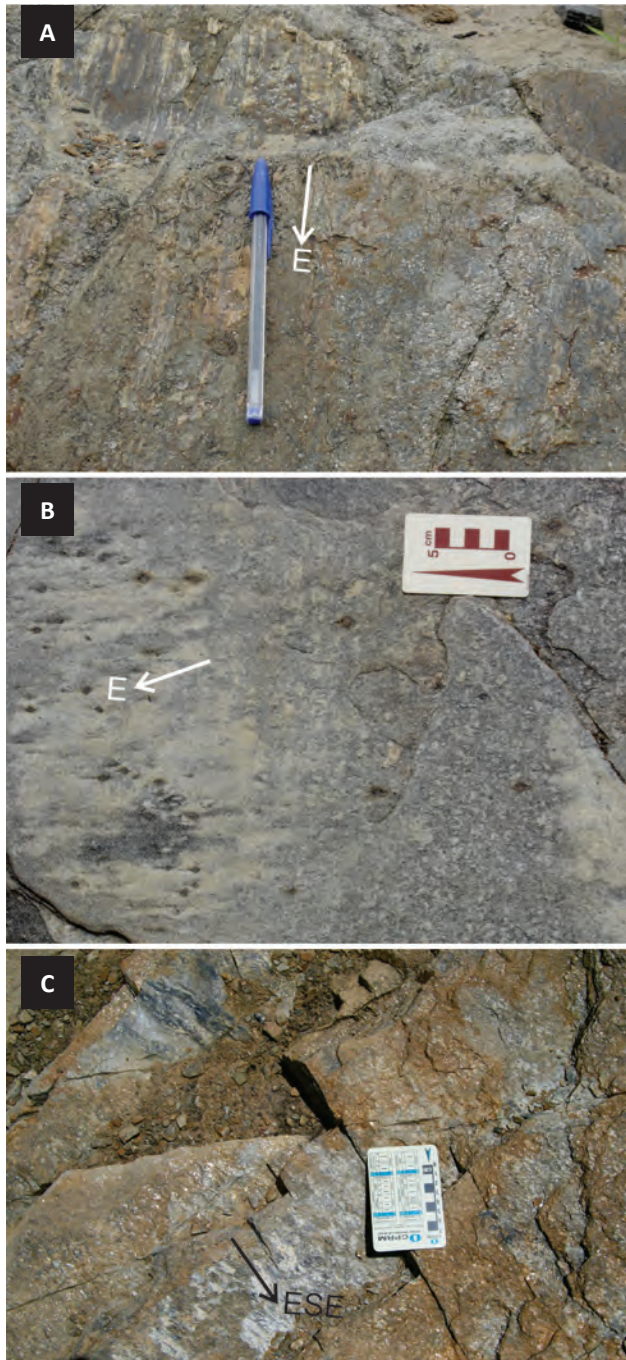


Figura 7.5 – (a) Lineação de estiramento definida por cristais estirados de quartzo em paragneisse (SU-169). (b) Lineação definida por granada com sombras de pressão alongadas de quartzo (SU-99). (c) Lineação de sillimanita em quartzito micáceo (SU-319)

(C') (Figuras 7.6a, b), tramas C-S (Figura 7.7a), dobras assimétricas com o limbo inferior rompido, veios de quartzo e leucossomas com boudinagem assimétrica (Figuras 7.7c, d), e porfiroblastos de granada com sombras de pressão assimétricas (Figura 7.7b). Mais raramente, porfiroclastos de plagioclásio tipo σ , dobras em bainha (Figura 7.7b) e diques rotacionados são também observados. O sentido de transporte para W é também confirmado pela assimetria de guirlandas de eixos-c de quartzo (Silva et al., 2001). Todas estas características estão presentes em tectônica de *nappes*. Tal tectônica é aqui assumida, apesar da ausência de grandes estruturas como *nappes*-dobras ou *nappes*-falhas. Cisalhamento difuso poderia ser invocado para explicar a formação dos elementos descritos sem a presença de grandes estruturas, a exemplo de casos similares descritos na literatura (Jiang et al., 2001).

Devido aos dobramentos que afetam a foliação regional, a cinemática com transporte para WNW às vezes apresenta geometria extensional. Em contraste, não foi observada uma inversão no sentido de transporte causado por dobras inversas. Isto pode ser atribuído a uma questão estatística, uma vez que essas dobras são assimétricas, com o limbo invertido sendo bem mais curto que o limbo normal (ver perfil no mapa geológico).

A diferença no sentido de transporte nas rochas metassedimentares e nos ortognaisses foi atribuída por Neves et al. (2005) ao fluxo dúctil destes últimos numa direção oblíqua à direção de transporte nas supracrustais para compensar o espessamento crustal resultante da tectônica de *nappes*. Não se exclui a possibilidade de ocorrência de uma cinemática mais antiga nos ortognaisses paleoproterozóicos. No entanto, a similaridade de sua trama tectônica com a encontrada nos ortognaisses Taquaritinga (mesoproterozoico) e Pinhões (neoproterozoico) indica que tramas prévias foram em grande parte eliminadas durante o brasileiro. Isto é reforçado pelo fato dos ortognaisses apresentarem uma cinemática com transporte de massa para oeste em locais próximos ao contato com as rochas metassedimentares. Cinco a seis quilômetros a leste da cidade de Vertentes, dobras apertadas com rompimento do limbo inferior e empurrões de espessura decimétrica com vergência genérica para W atestam a presença de cisalhamentos subhorizontais atingindo o embasamento (Figura 7.8).

Reativação da foliação principal nos ortognaisses sob condições da fácies xisto-verde está associada com a retrogressão de hornblenda para epidoto e/ou clorita. Nas rochas metassedimentares, foliações miloníticas típicas de um evento sob condições P-T da fácies xisto-verde são encontradas próximas a Vertentes, a W de Vertente do Lério (área entre Serrinha e Samambaia) e a sul de Aroeiras. Níveis anastomosados ricos em mica branca e opacos cominuídos, definindo a foliação milonítica, são característicos desse evento, com bandas ricas em fibrolita quase sempre substituídas por mica branca.

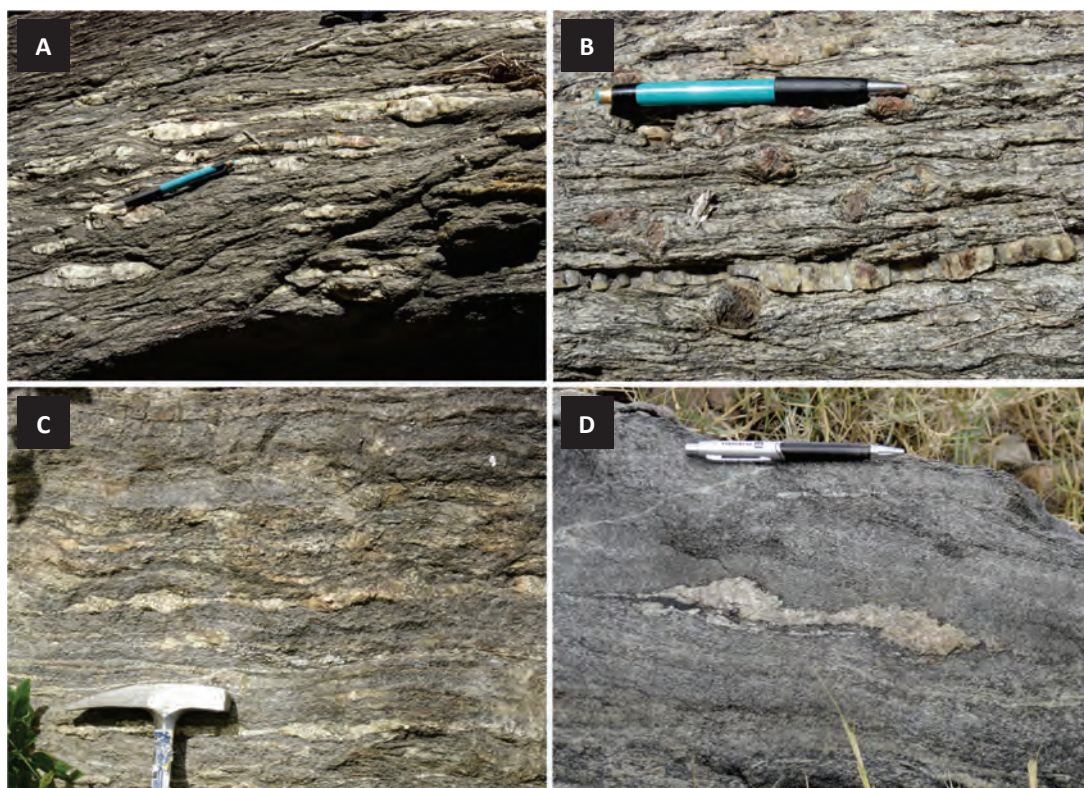


Figura 7.6 – Exemplos de indicadores cinemáticos associados com a foliação de baixo ângulo no Complexo Surubim-Carolina indicando transporte tectônico para oeste (à esquerda das fotos em todas as figuras). Os planos mostrados são paralelos à lineação e perpendiculares à foliação. (a) Bandas de cisalhamento extensionais em paragnaiss pelítico (SU-345). (b) Porfiroblastos de granada com sombras de pressão assimétricas. Observam-se também algumas bandas de cisalhamento extensionais (acima da caneta) e dobras assimétricas em S (centro leste) (SU-346). (c) Leucossomas com boudinagem assimétrica em paragnaiss pelítico. (d) Veio de quartzo boudinado assimetricamente (SU-185).



Figura 7.7 – (A) Trama C-S indicando transporte para WNW (à direita da foto) e (B) dobra em bainha presentes na foliação S2 do Complexo Surubim-Carolina.



Figura 7.8 – (A) Dobras F_{p+1} (no retângulo) e F_{p+3} (atrás do observador) desenhadas pelo bandamento gnáissico. (B) Detalhe da dobra F_{p+1} . Observam-se sua vergência para W (à esquerda da foto), o rompimento do limbo inferior e a passagem abrupta para uma zona de cisalhamento. (C) Dobra apertada F_p do bandamento gnáissico.

7.2.2 - Dobramentos associados ao bandamento principal

No Complexo Vertentes, dobras apertadas a isoclinais (F_p) aparecem como elementos intrafoliais ao bandamento principal (Figuras 7.8 e 7.9). Suas charneiras são desenhadas por uma estrutura de origem metamórfica-deformacional. Dessa forma, este bandamento representa uma segunda geração de estruturas no desenvolvimento estrutural do

embasamento. Padrões de interferência entre dobras F_3 da cobertura e essas dobras são observadas (Figura 7.9b).

A foliação principal nas rochas metassedimentares se presta como superfície de forma para desenhar dobras de várias hierarquias, tratando-se ela mesma de uma estrutura de segunda geração (S_2) como mostram as evidências de campo e as seções delgadas (seção 7.2.1). Dobras F_2 , com



Figura 7.9 – (A) Ondulações F_{p+3} desenhadas pelo bandamento gnáissico e dobras intrafoliais F_p à SE da cidade de Vertentes. (B) Detalhe mostrando dobras intrafoliais F_p e padrão de interferência coaxial entre dobra F_p do Complexo Vertentes e dobra F_3 da cobertura metassedimentar.

grande amplitude e pequeno comprimento de onda (Figura 7.10), são encontradas por toda a área de ocorrência do Complexo Surubim-Caroalina, em particular nas rochas metacarbonáticas. Elas são desenhadas por um bandamento metamórfico-deformacional, o qual seria, portanto, pelo menos de hierarquia S_1 , caracterizando, assim, uma fase de dobramentos F_2 . Em escala de mapa, dobras dessa geração são observadas na região de Ramada (noroeste da folha), estando bem visíveis nas imagens aerogeofísicas, em particular nas imagens de radar 1:100.000 e aerogamaespectrométrica colorida do canal ternário (U-Th-K). Os elementos indicadores da precocidade dessas dobras podem ser colocados na seguinte ordem: (a) redobramento por dobras da geração F_3 , como observado em mapa na região de Ramada-Santa Cecília; (b) o padrão estereográfico particular dos polos da foliação principal na região de Ramada, sugerindo dobra apertada ou isoclinal (Figura 7.11), diferente do estilo das dobras F_3 (descritas adiante); (c) vergência para NW, orientação talvez original da época de geração da dobra, diferente da postura das dobras F_3 .

7.2.3 - Dobras pós- F_2

Dobras F_3 são observadas na escala 1:100.000 na parte W da Folha Surubim (ver mapa geológico). Um par sinforme-antiforme encontra-se bem caracterizado pela ocorrência de dobras mesocópicas assimétricas em seus limbos. A sinforme é denominada de Santa Cecília. Quartzitos e/ou metarcósios de direção E-W que apresentam mergulhos para norte, assinalam os limbos dessa grande estrutura. Afloramentos no limbo norte exibem dobras assimétricas em S e eixos com caimento suave para ENE.

Em afloramento, as dobras F_3 mostram os seguintes componentes de estilo (Figura 7.12): (a) estruturas abertas a fechadas com charneiras o mais comumente pontiagudas e pequena amplitude; (b) fraco desenvolvimento da foliação de plano-axial; (c) espessamento desprezível das zonas de charneira, o que leva a classificá-las, portanto, como dobras da classe 1B ou paralelas. Em estereograma, os polos da foliação S_2 no domínio do par sinforme-antiforme ajustam-se razoavelmente bem a uma guirlanda, cujo eixo construído tem caimento para leste (Figura 7.13a). Tal postura é muito próxima da dos eixos e das lineações de interseção F_3 medidas em afloramento (Figura 7.13b).

Dobras suaves a abertas (classe 1B ou paralelas) que se orientam segundo duas direções axiais (NE-SW e NW-SE) também ocorrem no Complexo Vertentes e devem ser correlatas das dobras normais horizontais pós- F_3 observadas no Complexo Surubim-Caroalina. Inversões de mergulho definem sinformes e antiformes macroscópicas com traços axiais de direção EW a NE-SW. Esta geração é atribuída a uma quarta fase de dobramento que seria contemporânea da atuação das zonas de cisalhamento transcorrentes. As dobras F_4 são



Figura 7.10 – Estilos e dimensões das dobras F_2 no Complexo Surubim-Caroalina. (A) Dobras intrafoliais com espessamento da zona de charneira (próximo da classe 2 ou similar) em gnaisses pelíticos a W de Santa Cecília. (B) Dobra desenhada pelo bandamento gnaíssico com rompimento do limbo inferior. O limbo superior serve de superfície de forma para dobra de geração mais jovem com plano axial empinado.

simétricas ou levemente assimétricas e variam de abertas a apertadas/isoclinais, respectivamente, nos domínios mais e menos afastados das zonas de cisalhamento. Dobras mesoscópicas orientadas na direção NW-SE também são ocasionalmente encontradas na Folha Surubim. Embora padrões de interferência entre estas dobras e dobras F_3 não tenham sido observados, sugere-se com base no

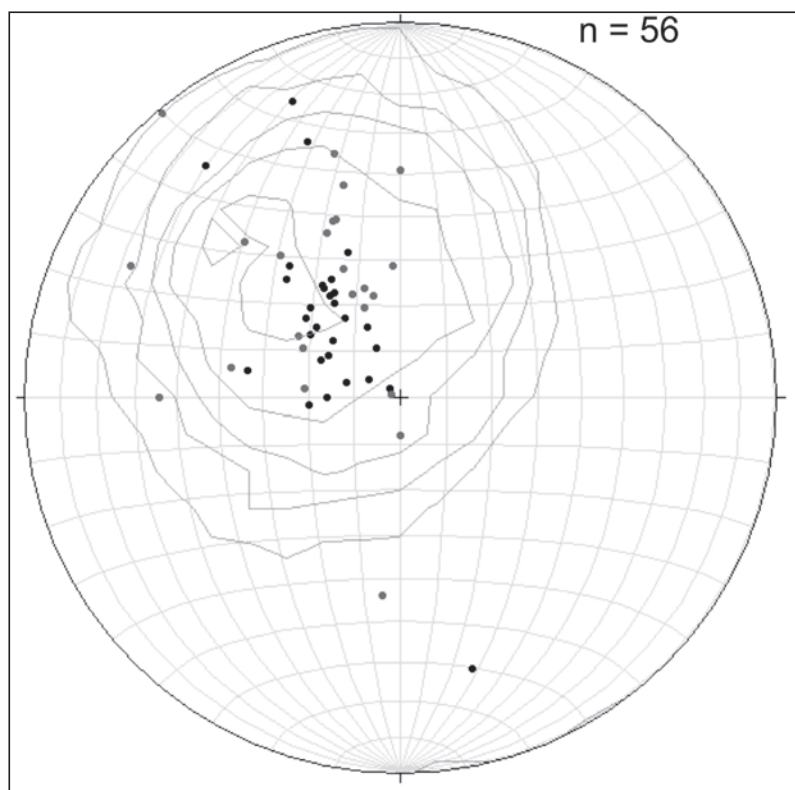


Figura 7.11 – Estereograma de polos de foliação na região de Ramada evidenciando o estilo apertado da dobra F2 macroscópica.

estilo (dobras suaves com grande comprimento de onda e pequena amplitude) que elas podem ser uma manifestação tardia da tectônica dúctil na região.

7.3 - TECTÔNICA TRANSCORRENTE

Importantes zonas de cisalhamento, com várias dezenas de quilômetros de comprimento, ocorrem nas porções norte e sul da Folha Surubim. Como observado em todo o Domínio Central, transcorrências com direção E-W a ESE-WNW são dextrais, enquanto aquelas com direção NE-SW a NNE-SSW são sinistras. As principais zonas de cisalhamento dextrais são Coxixola e Natuba. Ambas têm direção E-W, são caracterizadas por foliações subverticais e lineações de estiramento horizontais e contém critérios cinemáticos indicando cisalhamento horário (Figura 7.14). A zona de cisalhamento Natuba desenvolveu-se no contato entre ortognaisses e rochas metassedimentares, a oeste, e prolonga-se para leste inteiramente nestes últimos, mas não tem continuidade para a Folha Limoeiro (SB.25-Y-C-V). A zona de cisalhamento Coxixola tem como protólitos predominantemente rochas ígneas ou metaígneas e conecta-se para leste com a zona de cisalhamento sinistral Galante. Portanto, a sugestão recente (Hollanda et al., 2010) que ela poderia continuar até o litoral (próximo à cidade de Goiana), e possivelmente na República dos Camarões, não é suportada pelos dados do presente trabalho.

Além da zona de cisalhamento Galante, várias transcorrências com cinemática sinistral ocorrem

na porção norte da Folha Surubim. Na zona de cisalhamento Galante, critérios cinemáticos são claros e sugerem deformação predominantemente por cisalhamento simples (Figura 7.15). Nas demais, que inclusive chegam a ter direções E-W, um importante componente de cisalhamento puro é sugerido pelo achatamento de feldspatos, porfiroclastos com assimetria pouco marcada e localmente por lineações de alto *rake*, como no caso da zona de cisalhamento Batista.

Na porção centro sul da folha, zonas de cisalhamento transcorrentes estão espacialmente associadas com o Complexo Bom Jardim. Aquelas com direções NNE-SSW parecem ser mais tardias e têm um caráter dúctil-rúptil.

7.4 - PLUTONISMO BRASILIANO

As estruturas internas do plúton Timbaúba são consistentes com os dados geocronológicos, os quais mostram que sua intrusão precede a dos plútons Bom Jardim e Toritama (capítulo 6). Uma trama gnáissica é observada na maioria dos afloramentos. A foliação é predominantemente de baixo ângulo ($< 25^\circ$) com predomínio de mergulhos para NNE e concordante com a das rochas encaixantes. Critérios cinemáticos locais indicam intrusão durante a tectônica de baixo-ângulo com transporte tectônico para WNW (Figura 3.8).

O Complexo Bom Jardim mostra internamente uma foliação magmática de direção NE-SW com mergulhos moderados para SE ou NW. Zonas de cisalhamento submagmáticas locais indicam



Figura 7.12 – Morfologia das dobras F3 do Complexo Surubim-Caroolina. São características comuns as charneiras pontiagudas e o pequeno espessamento das zonas de charneira. (A) Foliação de plano axial de dobra aberta em quartzitos (afloramento próximo de Boi Seco, a N de Santa Cecília). (B) Dobras em M abertas a apertadas em gnaisses pelíticos na zona de charneira da dobra maior (afloramento no leito do riacho Poço Doce). (C) Dobras assimétricas em Z (olhando para o oeste) em quartzitos situados à W de Santa Maria do Cambucá. Limbo da antiforme macroscópica da região de Caramuru.

cristalização em regime transcorrente, mas *sheets* intercalados com as rochas encaixantes e foliações de baixo ângulo sigmoidais sugerem intrusão durante tectônica não-coaxial de baixo ângulo (Neves et al., 2006b). Os contatos com as rochas encaixantes são quase sempre verticalizados e uma trama milonítica subvertical é frequente na porção sudoeste. Na porção sudeste, apesar da verticalização da foliação no plúton e nas encaixantes imediatas, não há evidências de campo que indiquem a existência de zonas de cisalhamento transcorrentes.

Intrusão relativamente tardia para o plúton Aroeiras é inferida pela presença de *sheets* ao longo da foliação milonítica nas rochas encaixantes e pela milonitização intensa observada na maioria dos afloramentos, sugerindo intrusão controlada pelo regime transcorrente.

7.5 - TECTÔNICA RÚPTIL

Zonas de cisalhamento dúcteis-rúpteis e falhas métricas a decamétricas, tanto dextrais como sinistrais, foram observadas em vários afloramentos.

Elas parecem ser discontinuidades locais, não associadas a zonas de falha maiores. Em escala de mapa, foi possível cartografar apenas uma falha sinistral, com cerca de 10 km de comprimento, a leste da cidade de Casinhas. Esta falha e as falhas sinistrais mesoscópicas têm direção NNE, enquanto as transcorrências dúcteis sinistrais são geralmente de direção NE. Falhas dextrais têm na maioria das vezes direção E-W a ENE, como seus equivalentes dúcteis, mas direções NE também foram observadas. Fraturas sistemáticas sem rejeitos aparentes estão presentes em vários afloramentos e têm duas direções preferenciais: NW-SE e NE-SW. Estas direções também são visíveis no mapa de relevo sombreado. É possível que o segundo grupo corresponda a falhas sinistrais e o primeiro a fraturas de extensão (juntas).

7.6 - EVOLUÇÃO TECTÔNICA

Vários eventos tectonomagmáticos são registrados na Folha Surubim. O primeiro corresponde à formação de um embasamento paleoproterozóico representado pelas rochas dos complexos Floresta, Vertentes e Salgadinho. A composição

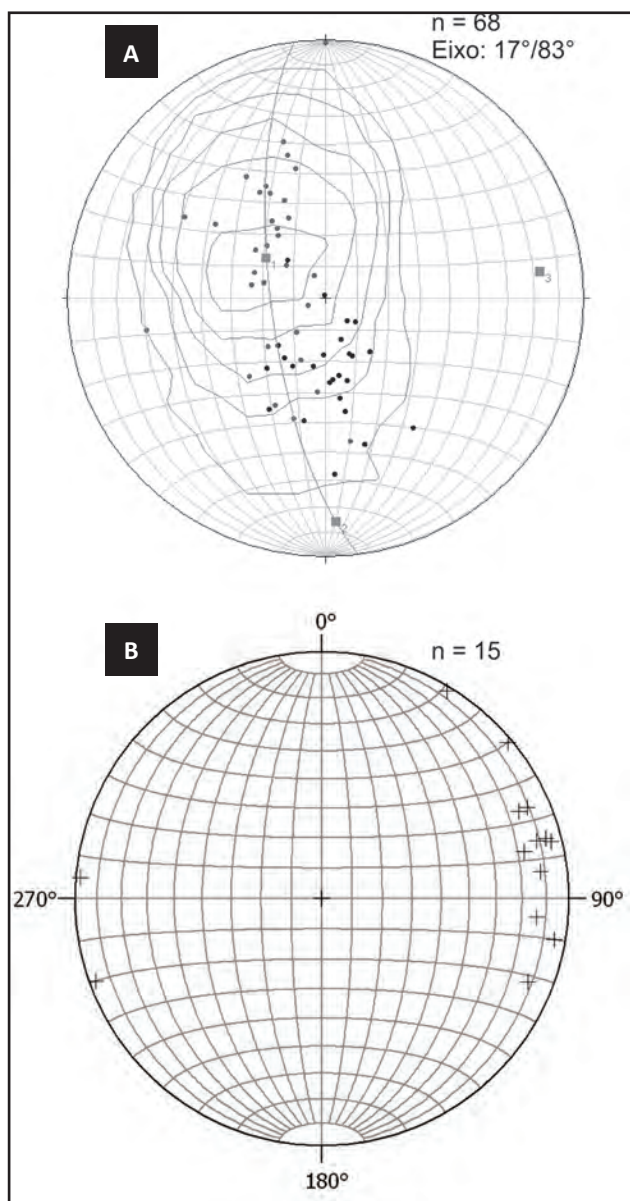


Figura 7.13 – (a) Estereograma de polos de foliação na região de Santa Cecília evidenciando o caráter aberto da dobra F3. (b) Estereogramas de eixos de dobras mesoscópicas F3 e de lineações de interseção.

dominantemente intermediária (57-70% de SiO_2), o caráter metaluminoso e as demais características geoquímicas do Complexo Vertentes (Capítulo 5) sugerem geração dos protólitos dos ortognaisses desse complexo em ambiente relacionado a zonas de subducção. A ausência de rochas arqueanas nesse setor do Domínio Central e de zircões arqueanos nas rochas datadas (Neves et al., 2006a; este estudo) são mais condizentes com intrusão em um arco intraoceânico do que em uma margem continental ativa. Esta hipótese é também favorecida pela idade modelo Sm-Nd de 2,4 Ga obtida em uma amostra analisada por Van Schmus et al. (2011), indicando que sua gênese não envolveu retrabalhamento de crosta continental muito mais antiga. As datações disponíveis apontam o intervalo 2,13-2,09 Ga como o principal período de geração de crosta, com a presença de zircões herdados mais antigos podendo



Figura 7.14 – Aspectos estruturais nas zonas de cisalhamento Coxixola (a) e Natuba (b, c). (a) Porfiroclastos assimétricos indicando movimento dextral. SU-549. (b) Ultramilonito com foliação vertical e lineação horizontal. SU-288. (c) Milonito de quartzito feldspático com porfiroclastos assimétricos indicando movimento dextral. SU-250.

marcar o início do desenvolvimento do arco. Em contraste com o Complexo Vertentes, o Complexo Salgadinho, embora também possua assinatura cálcio-alcálica, tem composição essencialmente granítica e caráter levemente peraluminoso. Estes elementos, juntamente com a similaridade entre a

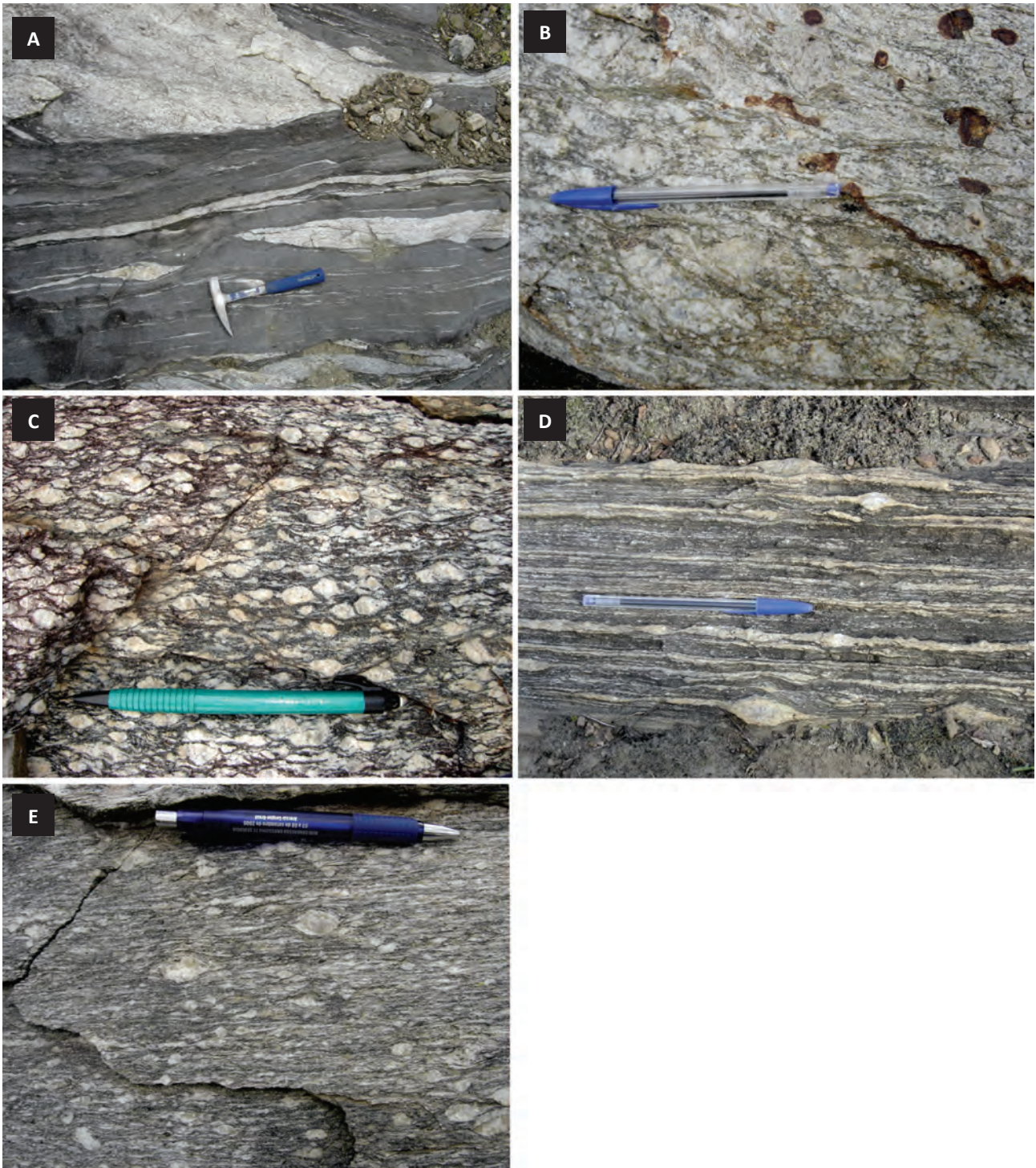


Figura 7.15 – Aspectos estruturais nas zonas de cisalhamento sinistrais Galante (a-c) e Inácio Pereira (d-e). (a) Boudins assimétricos em milonito micáceo (SU-163). (b) Trama S-C em leucossoma de micaxisto migmatizado e milonitizado. (c) Porfiroclastos e pinch-and-swells assimétricos em milonito de ortogneisse bandado (SU-182). (d) Trama S-C e porfiroclastos levemente assimétricos em quartzo monzodiorito milonitizado (SU-78). (e) Porfiroclastos tipo σ (SU-50).

idade de cristalização desse complexo e a idade de zircões com baixa razão Th/U no Complexo Vertentes, sugerem um evento magmático-metamórfico entre 2,07 Ga e 2,04 Ga em ambiente mais evoluído, provavelmente em margem continental ativa.

Um episódio magmático-metamórfico entre 2,0 Ga e 1,97 Ga é registrado pela intrusão do protólito do Ortogneisse Mata Virgem e pela discórdia na amostra datada do Complexo Vertentes. Evidências

desse evento são também encontrados na Folha Santa Cruz do Capibaribe (Neves et al., 2006a; Miranda, 2010). Apesar dos poucos dados, as características petrográficas e geoquímicas dos ortogneisses dessa idade indicam claramente afinidade continental, sugerindo intrusão em ambiente colisional ou pós-colisional. A aparente quietude tectônica entre 2,04 e 2,0 Ga pode, assim, estar relacionada com a interrupção na atividade magmática que caracteriza

os estágios iniciais de colisão continental. A natureza do evento metamórfico mais jovem ($\approx 1,93$ Ga) registrado no Ortognaisse Mata Virgem é incerta, mas pode estar associado com colapso orogênico.

A região atingiu condições cratônicas 200 a 300 Ma após este último evento, como indicado pelo magmatismo intraplaca representado pelos protólitos do Complexo Gabro-Anortosítico de Passira (1,7-1,6 Ga; Accioly, 2000) e do Ortognaisse Taquaritinga (1,52 Ga; Sá et al., 2002). É possível que o Complexo Sertânia, cuja idade de deposição máxima é 1,87 Ga (Neves et al., 2009), seja remanescente de uma cobertura dessa época. No entanto, devido a suas similaridades com o Complexo Surubim-Caroalina, considera-se mais provável que a deposição tenha ocorrido apenas no Neoproterozóico.

Nenhum evento posterior à intrusão do protólito do Ortognaisse Taquaritinga é registrado na região antes da intrusão do protólito do Ortognaisse Pinhões, há 870 Ma. Este último pode estar relacionado com o início do estabelecimento da bacia onde os sedimentos do Complexo Surubim-Caroalina foram depositados. O final da deposição, dado pela idade do zircão detrítico mais jovem (642 Ma), foi quase contemporâneo com a Orogênese Brasileira, a qual provavelmente teve início antes de

630 Ma, visto que condições metamórficas de alto grau já tinham sido atingidas há 625 Ma. O pequeno intervalo de tempo entre deposição e metamorfismo sugere um ambiente intracontinental, explicando a ausência de magmatismo pré-colisional. Apesar do caráter cálcio-alcálico do plúton Timbaúba, sua intrusão é ligeiramente posterior à do pico do metamorfismo (616 Ma; Guimarães et al., 2011a), tratando-se, portanto, de um plúton sincolisional.

A conformidade entre a xistosidade nas rochas supracrustais e a foliação dos ortognaisses paleoproterozóicos indica que tramas estruturais prévias foram totalmente ou em grande parte obliteradas e sobrepostas devido à deformação relacionada com o evento brasileiro. Ainda não é claro se a tectônica de baixo ângulo que afetou estas unidades e a tectônica transcorrente, cujo início é balizado pela idade de 592 Ma do Complexo Bom Jardim (Guimarães et al., 2004), resultaram de uma mudança progressiva no regime de esforços ou se são eventos temporalmente separados. A idade de 550 Ma obtida pelo método ^{40}Ar - ^{39}Ar na zona de cisalhamento Coxixola (Hollanda et al., 2010) pode refletir o resfriamento regional para a temperatura de fechamento da muscovita ou uma reativação desta idade.

8 – RECURSOS MINERAIS

8.1 - MÁRMORE

Nas vizinhanças de Vertente do Lério ocorre a maior lente de mármore da Folha Surubim, com área aflorante de aproximadamente 22,5 km². Esta lente é explotada em duas pedreiras. A primeira recebe o nome de pedra Vertente do Lério (Figura 8.1a e b) e a segunda, localizada próxima a Santa Cecília é

denominada pedra de José de Moura (Figura 8.2). No Anuário Mineral Brasileiro (1997) as reservas medidas na região de Vertente do Lério eram da ordem de 176.786 toneladas. Nesta região ocorre a produção de mármore moído para utilização como carga para as indústrias de argamassa e tintas, corretivo de solo e na forma de cal (Franco e Souza Junior, 2000).

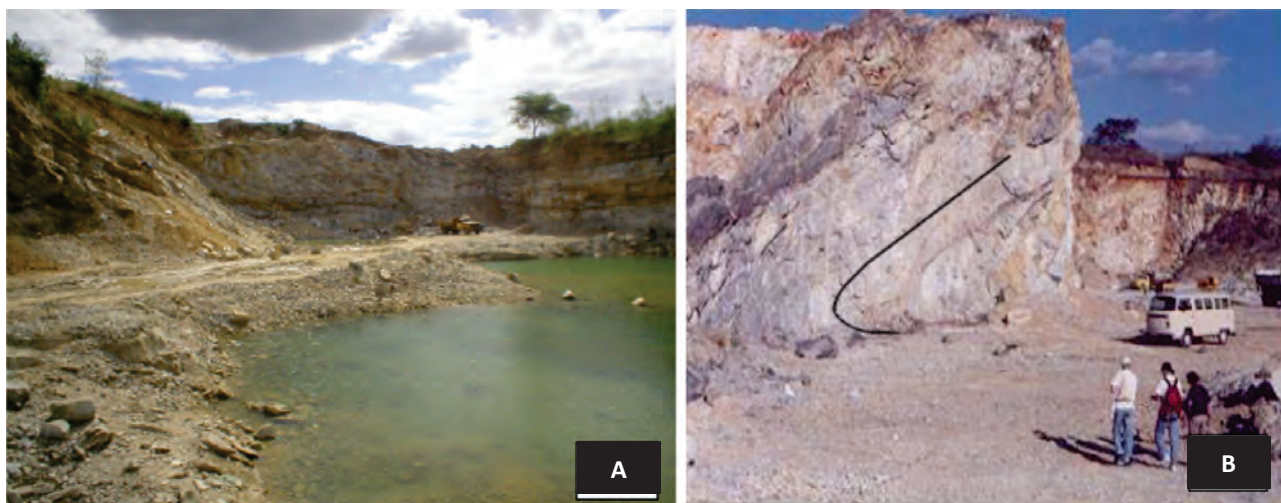


Figura 8.1 – Lente de mármore da pedra Vertente do Lério. Em (a) visão geral da pedra e em (b) dobras com flanco invertido, Barreto (2008).



Figura 8.2 – Lente de mármore, pedra José de Moura, próximo a Santa Cecília, mostrando dobras apertadas (a) e isoclinais (b), Barreto (2008).

8.2 - ROCHAS ORNAMENTAIS

Nas localidades de Pedra do Navio e Fazenda das Pedras, Município de Bom Jardim, ocorre uma fácies do Complexo Bom Jardim, o álcali-feldspato sienito grosso com megacristais de K-feldspato com até 3 cm de comprimento. Esta rocha é explotada para fins ornamentais pelas empresas Minérios de Bom Jardim S/A e Granitos Brasileiros S/A, recebendo o nome fantasia Marrom Imperial (Figura 5). As reservas lavráveis são da ordem de 1.217.637 m³ (Souza et al., 2008). Aproximadamente 60 % da produção é destinada à exportação.

8.3 - OUTROS BENS MINERAIS

Pedreiras artesanais utilizam ortognaisses bandados para a produção de brita, paralelepípedo e revestimento de pisos e fachadas. A maior delas é a pedreira do Tito, no município de Vertentes (170050E, 9126484N). Areia e argila também são exploradas em pequena escala em leitos de rios. Uma pedreira abandonada, nas proximidades do município de Umbuzeiro, foi utilizada para a extração de uma lente de rocha calcissilicática como rocha ornamental.

9 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

A Folha Surubim compreende rochas ígneas, metaígneas e metassedimentares apresentando grandes variações de idades e composições. As unidades mais antigas consistem de ortognaisses bandados e homogêneos, com composições variando de diorítica a granítica, englobados nos complexos Floresta e Vertentes. A partir de datações disponíveis e dos resultados obtidos neste trabalho, o intervalo 2,13-2,09 Ga é considerado o principal período para a formação dessas unidades. A composição expandida (57-70% de SiO₂) e a afinidade cálcio-alcálica das rochas do Complexo Vertentes sugerem intrusão do(s) protólito(s) em ambiente de arco magmático. Ortognaisses mais evoluídos, frequentemente migmatizados, e ricos em magnetita foram incluídos no Complexo Salgadinho, para o qual uma idade de cristalização em torno de 2,06 Ga foi obtida. Idades de cristalização e metamorfismo de 1,98 Ga e 1,93 Ga, respectivamente, estimadas em outro ortognaisse granítico (Mata Virgem), constituem a última evidência de atividade orogênica paleoproterozóica na região. Os protólitos dos ortognaisses Taquaritinga e Candiais e do metanortosito de Passira foram intrudidos mais de duzentos milhões de anos após estes últimos eventos e suas características geoquímicas indicam intrusão em ambiente intracontinental. Nenhuma outra atividade magmática é registrada na região no decorrer do restante do Mesoproterozóico e início do Neoproterozóico. No final do Toniano (870 Ma) houve a intrusão do protólito do Ortognaisse Pinhões; o Ortognaisse Mata Limpa (não datado) é tentativamente correlacionado a este último.

As rochas metassedimentares apresentam uma ampla variedade de tipos litológicos. Predominam xistos e gnaisses pelíticos a semipelíticos. Todavia, paragnaisses psamíticos, quartzitos puros e impuros, mármore e rochas calcissilicáticas são comuns. Por consistência com mapas geológicos regionais e folhas vizinhas, as rochas metassedimentares na porção norte da Folha Surubim foram incluídas no Complexo Sertânia. O zircão detrítico mais jovem encontrado nesta unidade tem 1,87 Ga, mostrando que sua deposição foi posterior aos eventos orogênicos paleoproterozóicos. A possibilidade que ele seja mais antigo que o Complexo Surubim-Caroalina, onde algumas amostras forneceram um grande número de zircões detríticos neoproterozóicos, não pode ser descartada. No entanto, a similaridade litológica e geoquímica entre os dois complexos argumenta em favor de uma única sequência. Os dados geoquímicos apontam para uma participação significativa do embasamento gnáissico como fonte para os sedimentos precursores dessas unidades.

O arcabouço atual da região é resultante da Orogênese Brasileira. O início deste evento é limitado

entre 642 Ma, a idade do zircão detrítico mais jovem no Complexo Surubim-Caroalina (embora não se possa descartar que o final da deposição tenha sido sinorogênico), e 625 Ma, idade do pico metamórfico. As associações sillimanita-granada-plagioclásio-quartzo nas rochas metapelíticas e anfibólio-plagioclásio nos ortognaisses indicam que a área foi uniformemente metamorfizada na fácies anfibólito, localmente com temperaturas suficientes para promover anatexia. Os poucos dados termobarométricos disponíveis indicam pressões e temperaturas da ordem de 8 kbar e 700°C, respectivamente, para o pico do metamorfismo. Como consequência desse evento tectonometamórfico, tramas prévias nos ortognaisses foram totalmente obliteradas e agora eles exibem uma foliação de baixo ângulo concordante com a foliação das rochas metassedimentares.

O plutonismo sinorogênico é representado pelos plútons Timbaúba e Inácio Pereira. Apesar da natureza cálcio-alcálica, suas idades de 616 Ma e 618 Ma, respectivamente, mostram que eles não são pré-colisionais, mas alojados num estágio relativamente avançado da orogênese. O Complexo Bom Jardim, constituído por diversas fácies sieníticas e intrudido por leucogranitos, marca o início do regime transcorrente em torno de 592 Ma. Este regime foi responsável pelo desenvolvimento de várias zonas de cisalhamento dextrais e sinistrais. Zonas de cisalhamento dúcteis-rúpteis e falhas métricas a decamétricas, tanto dextrais como sinistrais, e fraturas sistemáticas com direções preferenciais NW-SE e NE-SW marcam o final da atividade tectônica na região.

As informações adquiridas durante o desenvolvimento deste trabalho representam uma importante contribuição ao conhecimento geológico da região englobada pela Folha Surubim, com a adição de dados inéditos. Todavia são necessários estudos de maior detalhe envolvendo os seguintes tópicos:

A – Zonas de cisalhamento vs. Intrusão de corpos ígneos – a porção N e NW da folha carece de maior detalhamento, através de mapeamento geológico (1:50.000) e geocronologia para verificar a relação entre as zonas de cisalhamento Coxixola e Batista e os plútons Inácio Pereira e Aroeiras.

B - Detalhamento geológico e mineralógico das ocorrências de lentes calcissilicáticas e de mármore.

C - Detalhamento geológico e hidrogeoquímico da ocorrência das águas termais e mineralizadas de Salgadinho. Como esta região possui turismo já instalado, a definição das características hidroquímicas destas águas e suas relações com o sistema de fraturas/falhas carecem ser mais bem estudados.

O mapa geológico da Folha Surubim fornece informações compiladas e adquiridas durante o desenvolvimento deste trabalho, além de dados de geoquímica e geocronologia (em rochas ígneas e

metamórficas), contribuindo de forma significativa para a melhor compreensão da geologia dos Estados de Pernambuco e da Paraíba e da Província Borborema.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Accioly, A.C.A., 2000. Geologia, geoquímica e significado tectônico do Complexo Metanortosítico de Passira – Província Borborema – Nordeste do Brasil. Tese de doutorado, Universidade de São Paulo, 168 p.
- Accioly, A.C.A., McReath, I., Santos, E.J., Guimarães, I.P., Vannuci, R., Bottazzi, R., 2000. The Passira meta-anorthositic complex and its tectonic implication, Borborema Province, Brazil. 31^o International Geological Congress. International Union of Geological Sciences, Abstracts, Rio de Janeiro.
- Alcantara, V. C., 2008. Tectônica e litogeoquímica de rochas supracrustais e ortogneisses a norte e a sul da zona de cisalhamento Congo-Cruzeiro do Nordeste (Paraíba): um teste da hipótese de terrenos no Domínio Central da Província Borborema. Dissertação (Geociências) - Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 140 p.
- Almeida, C.N., Guimarães, I.P., Da Silva Filho, A.F., 2002a. Petrogênese de rochas plutônicas félsicas e máficas na Província Borborema, NE do Brasil: o complexo cálcio-alcalino de alto-K de Campina Grande. Revista Brasileira de Geociências 32, 205-216.
- Almeida, C.N., Guimarães, I.P., Da Silva Filho, A.F., 2002b. A-type post-collisional granites in the Borborema province - NE Brazil: the Queimadas pluton. Gondwana Research 5, 667-681.
- Archanjo, C.J., Fetter, A.H., 2004. Emplacement setting of the granite sheeted pluton of Esperança (Brasiliano orogen, northeastern Brazil). Precambrian Research 133, 193-215.
- Archanjo, C.J., Hollanda, M.H.B.M., Rodrigues, S.W.O., Brito Neves, B.B., Armstrong, R., 2008. Fabrics of pre- and syntectonic granite plutons and chronology of shear zones in the Eastern Borborema Province, NE Brazil. Journal of Structural Geology 30, 310-326.
- Barreto, M.C.A., 2008. Caracterização geoquímica e isotópica de mármore do terreno Rio Capibaribe, zona Transversal da Província Borborema, Nordeste do Brasil. Tese de doutorado, UFPE, Recife, 186 p.
- Bittar, S.M.B., Guimarães, I.P., Campos Neto, M.C., Kozuch, M., Lima, E.S., Accioly, A.C.A., 2001. Geoquímica preliminar de metabasitos do complexo Riacho Gravatá, domínio tectônico Rio Pajeú, PE-Brasil. Estudos Geológicos 11, 53-66.
- Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H., 2003. Geologia, tectônica e recursos Minerais do Brasil. CPRM – Serviço Geológico do Brasil, Brasília, 692 p.
- Brasilino, R.G., Miranda, A.W.A., Medeiros, V.C., 2008. Reavaliação litoestratigráfica do Complexo Vertentes entre as cidades de Vertentes e Santa Cruz do Capibaribe (PB). 44^o Congresso Brasileiro de Geologia, p. 985.
- Brasilino et al., no prelo. Relatório Final Folha Santa Cruz do Capibaribe 1:100.000 (SB-24-Z-D-VI). CPRM, Serviço Geológico do Brasil
- Brito Neves, B.B., Van Schmus, W.R., Santos, E.J., Campos Neto, M.C., Kozuch, M., 1995. O evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. Revista Brasileira de Geociências 25, 279-296.
- Brito Neves, B.B., Santos, E.J., Van Schmus, W.R., 2000. Tectonic history of the Borborema province. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho and D.A. Campos (Eds), Tectonic evolution of South America. 31^o International Geological Congress, Rio de Janeiro, pp. 151-182.
- Brito Neves, B.B., Campos Neto, M.C., Van Schmus, W.R., Fernandes, T.M.G., Souza, S.L., 2001a. O terreno Alto Moxotó no leste da Paraíba (Maciço Caldas Brandão). Revista Brasileira de Geociências 31, 185-194.
- Brito Neves, B.B., Campos Neto, M.C., Van Schmus, W.R., Santos, E.J., 2001b. O Sistema Pajeú-Paraíba e o Maciço São José do Campestre no leste da Borborema. Revista Brasileira de Geociências 31, 173-184.
- Buhn, B., Pimentel, M.M., Matteini, M., Dantas, E.L., 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). Anais Acad. Brasil. Ciências 81, 1–16.
- Franco, B. A., Souza Junior, L.C., 2000. Estudo do mercado de calcário para fins agrícolas no Estado de Pernambuco. Ministério das Minas e Energia. CPRM. Informe de Recursos minerais- Séries Insumos Minerais para Agricultura n. 03, 20p.
- Gomes, H.A. 2001. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Pernambuco. Ministério de Minas e Energia. Secretaria de Minas e Metalurgia, CPRM – serviço geológico do Brasil, 127 p.
- Guimarães, I.P., 1989. The petrologic evolution and tectonic association of the Bom Jardim Complex, Pernambuco state, NE Brazil. PhD thesis, Imperial College, London, 423 p.
- Guimarães, I.P., Brito Neves, B.B., 2004. Geochemistry characterization of part of the Early Neoproterozoic plutonism in the central structural domain of Borborema province, NE Brazil, 32 International Geological Congress. International Union of Geological Sciences, Firenze.

- Guimarães, I.P., Da Silva Filho, A.F., 1998. 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* 40, 500-527.
- Guimarães, I.P., Da Silva Filho, A.F., Almeida, C.N., Van Schmus, W.R., Araújo, J.M.M., Melo, S.C., Melo, E.B., 2004. Brasileiro (Pan-African) granite magmatism in the Pajeú-Paraíba belt, Northeast Brazil: an isotopic and geochronological approach. *Precambrian Research* 135, 23-53.
- Guimarães, I.P., Da Silva Filho, A.F., Almeida, C.N., Macambira, M.J.B., Armstrong, R., 2011a. U-Pb SHRIMP data constraints on calc-alkaline granitoids with 1.3-1.6 Ga Nd TDM model ages from the central domain of the Borborema province, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 31, 383-396.
- Guimarães, I.P., Da Silva Filho, A.F., Silva, F.M.J.V., Armstrong, R., 2011b. U-Pb SHRIMP data and geochemical characterization of granitoids intruded along the Coxixola shear zone, Provincia Borborema, NE Brazil. XIII Congresso Brasileiro de Geoquímica, Gramado, Resumos Expandidos, 729-732.
- Guimarães, I.P., Van Schmus, W.R., Brito Neves, Bittar, S.M.B., Da Silva Filho, A.F., Armstrong, R., 2012. U-Pb zircon ages of orthogneisses and supracrustal rocks of the Cariris Velhos belt: Onset of Neoproterozoic rifting in the Borborema Province, NE Brazil. *Precambrian Research* 192-195, 52-77.
- Guimarães, I.P., Van Schmus, W.R., Brito Neves, Bittar, S.M.B., Da Silva Filho, A.F., Armstrong, R., 2012. U-Pb zircon ages of orthogneisses and supracrustal rocks of the Cariris Velhos belt: Onset of Neoproterozoic rifting in the Borborema Province, NE Brazil. *Precambrian Research* 192-195, 52-77.
- Hollanda, M.H.B.M., Archanjo, C.J., Souza, L.C., Armstrong, R., Vasconcelos, P.M., 2010. Cambrian mafic to felsic magmatism and its connections with transcurrent shear zones of the Borborema Province (NE Brazil): Implications for the late assembly of the West Gondwana *Precambrian Research* 178, 1-14.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, 523-548.
- Jiang, D., Lin, S., Williams, P.F., 2001. Deformation path in high-strain zones, with reference to slip partitioning in transpressional plate-boundary regions. *Journal of Structural Geology* 23, 991-1005.
- Kozuch, M., 2003. Isotopic and trace element geochemistry of early Neoproterozoic gneissic and metavolcanic rocks in the Cariris Velhos Orogen of the Borborema Province, Brazil, and their bearing on tectonic setting. PhD thesis, University of Kansas.
- Legrand, J.M., Sá, J.M., 2003. O processo de migmatização em augen gnaisses mesoproterozóicos como responsável da participação crustal na composição dos plutons granitoides brasileiros no Terreno Rio Capibaribe, Provincia Borborema. Atas do XX Simpósio de Geologia do Nordeste, Fortaleza, p. 09-09.
- Leite, P.R.B., Bertrand, J.M., Lima, E.S., Leterrier, J., 2000. Timing of granite magmatism in the northern Borborema Province, Brazil: a U-Pb study of granitoids from the Alto Pajeú Terrain. *Journal of South American Earth Sciences* 13, 549-559.
- Mariano, G., Neves, S.P., Da Silva Filho, A.F., Guimarães, I.P., 2001. 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* 43, 921-929.
- Mariano, G., Neves, S.P., Silva, J.M.R., Correia, P.B., 2007. Relatório Final Folha Belo Jardim 1:100.000 (SC-24-X-B-III). CPRM, Serviço Geológico do Brasil.
- McDonough, W.F., Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120, 223-253.
- McLennan, S.M., Taylor, S.R., 1991. Sedimentary rocks and crustal evolution: tectonic setting and secular trends. *Journal of Geology* 99, 1-21.
- Medeiros, V.C., 2004. Evolução geodinâmica e condicionamento estrutural dos terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajeú, domínio da Zona Transversal, NE do Brasil. Tese de doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- Mello, A.A., SIQUEIRA, L.P., 1971. Novas considerações sobre a geologia do pré-cambriano de Pernambuco Oriental. *Revista da Associação dos Geólogos de Pernambuco*, Recife, v.1, nº.2, p.32-41.
- Miranda, W.A., 2010. Evolução estrutural das zonas de cisalhamento dúcteis na porção centro-leste do Domínio da Zona Transversal na Provincia Borborema. Tese de doutorado, Universidade do Estado do Rio de Janeiro.
- Neves, S.P., 2003. 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* 22, 1031, doi:10.1029/2001TC001352.
- Neves, S.P., Alcantara, V.C., 2010. 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* 29, 498-511.
- Neves, S.P., Mariano, G., 1999. Assessing the tectonic significance of a large-scale transcurrent shear zone system: the Pernambuco lineament, northeastern Brazil. *Journal of Structural Geology* 21(10), 1369-1383.
- Neves, S.P., Vauchez, A., 1995. 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* 8, 289-298.
- Neves, S.P., Vauchez, A., Feraud, G., 2000. Tectono-thermal evolution, magma emplacement, and shear zone development in the Caruaru area (Borborema Province, NE Brazil). *Precambrian Research* 99, 1-32.
- Neves, S.P., Melo, S.C., Moura, C.A.V., Mariano, G., Silva, J.M.R., 2004. Zircon Pb-Pb geochronology of the Caruaru area, northeastern Brazil: temporal constraints on the Proterozoic evolution of Borborema Province. *International Geology Review* 46, 52-63.
- Neves, S.P., Silva, J.M.R., Mariano, G., 2005. Oblique lineations in orthogneisses and supracrustal rocks: vertical partitioning of strain in a hot crust (eastern Borborema Province, NE Brazil). *Journal of Structural Geology* 27, 1513-1527.
- Neves, S.P., Bruguier, O., Vauchez, A., Bosch, D., Silva, J.M.R., Mariano, G., 2006a. 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* 149, 197-216.
- Neves, S.P., Mariano, G., Correia, P.B., Silva, J.M.R., 2006b. 70 m.y. of synorogenic plutonism in eastern Borborema Province (NE Brazil): temporal and kinematic constraints on the Brasiliano Orogeny. *Geodinamica Acta* 19, 213-237.
- Neves, S.P., Bruguier, O., Bosch, D., Silva, J.M.R., Mariano, G., 2008. 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* 25, 285-297.
- Neves, S.P., Bruguier, O., Silva, J.M.R., Bosch, D., Alcántara, V.C., Lima, C.M., 2009. The age distributions of detrital zircons in metasedimentary sequences in eastern Borborema Province (NE Brazil): Evidence for intracontinental sedimentation and orogenesis? *Precambrian Research* 175, 187-205.
- Neves, S.P., Bruguier, O., Mariano, G., Silva, J.M.R., 2011. O magmatismo pós-Cariris Velhos, pré-Brasiliano na porção oriental da Província Borborema: implicações tectônicas. 13° Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Campinas.
- Pearce, J.A., Harris, N.B. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956-983.
- Petrelli, M., Poli, G., Perugini, D., Peccerillo, A., 2005. PetroGraph: a new software to visualize, model, and present geochemical data in Igneous Petrology. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 6, Q07011, doi:10.1029/2005GC000932.
- Sá, J.M., Bertrand, J.M., Leterrier, J., Macedo, M.H.F., 2002. Geochemistry and geochronology of pre-Brasiliano rocks from the Transversal Zone, Borborema Province, Northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 14, 851-866.
- Santos, E.J., 1995. O complexo granítico de Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (PE), Província Borborema. Tese de doutorado, Universidade de São Paulo.
- Santos, E.J., Medeiros, V.C., 1999. Constraints from granitic plutonism on Proterozoic crustal growth of the Transverse Zone, Borborema Province, NE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 29, 73-84.
- Santos, E.J., Ferreira, S.A., Silva Jr., J.F., 2002. *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Paraíba*. Ministério de Minas e Energia. Secretaria de Minas e Metalurgia. CPRM-Serviço Geológico do Brasil.
- Santos, E.J., Nutman, A.P., Brito Neves, B.B., 2004. Idades SHRIMP U-Pb do Complexo Sertânia: implicações sobre a evolução tectônica da zona transversal, Província Borborema. *Geologia USP: Série Científica* 4, 1-12.
- Santos, E.J., Van Schmus, W.R., Kozuch, M., Brito Neves, B.B., 2010. The Cariris Velhos Tectonic Event in Northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 29, 61-76.
- Silva, J.M.R., Mariano, G., 2000. Geometry and kinematics of the Afogados da Ingazeira shear zone, Northeast Brazil. *International Geology Review* 42, 86-95.
- Silva J.M.R., Neves S.P., Mariano G. 2001. A foliação de baixo-ângulo na Faixa Pajeú-Paraíba: Características da deformação e sentido de transporte com base em eixos-c de quartzo. XIX Simpósio de Geologia do Nordeste, Natal, p. 310.
- Silva, J.M.R., Mariano, G., Neves, S.P., 2005. Termobarometria das rochas metapelíticas da parte leste da Zona Transversal: Região de Surubim e Alcântara, Província Borborema, NE do Brasil. Resumos Expandidos, XXI Simpósio de Geologia do Nordeste, Recife, p. 103-105.
- Souza, V. C., Souza, J. C., Rolim Filho, J. L., 2008. Diagnóstico do setor de rochas ornamentais e de revestimentos do Estado de Pernambuco. *Estudos Geológicos* v. 18.1 p. 45-54.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematic of ocean basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders and M.J. Norry (Editors), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications 42, pp. 313-345.
- Van Schmus, W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P., Babinski, M., 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, northeastern Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences* 8, 267-288.

Van Schmus, W.R., Oliveira, E.P., Da Silva Filho, A., Toteu, S.F., Penaye, J., Guimarães, I.P., 2008. Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. Geological Society, London, Special Publications 294, 69-99.

Van Schmus, W.R., Kozuch, M. and Brito Neves, B.B., 2011. Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil: Insights from Sm-Nd and U-Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences* 31, 227-252.

Vaucher, A., Egydio-Silva, M., 1992. Termination of a continental-scale strike-slip fault in partially melted crust: the West Pernambuco shear zone, northeast Brazil. *Geology* 20, 1007-1010.

Vaucher, A., Neves, S.P., Caby, R., Corsini, M., Egydio-Silva, M., Arthaud, M.H., Amaro, V., 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 8, 247-266.

Whalen, J.B., Carrie, K.L. and Chappell, B.W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95, 407-419.

A elaboração do mapa geológico da Folha SURUBIM, 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 os governos dos estados 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.

* PARCERIA COM A UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO – UFPE



CONTRATO Nº 060/PR/2005

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA SURUBIM* – SB.25-Y-C-IV

Escala: 1:100.000

ESTADOS DA PARAÍBA E PERNAMBUCO



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