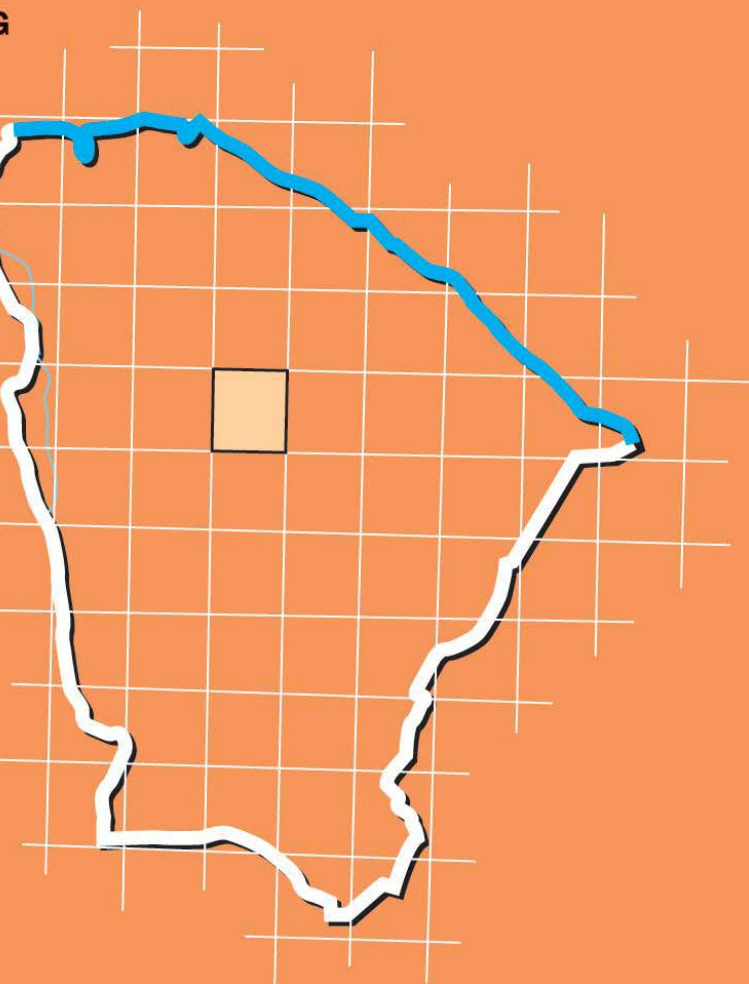
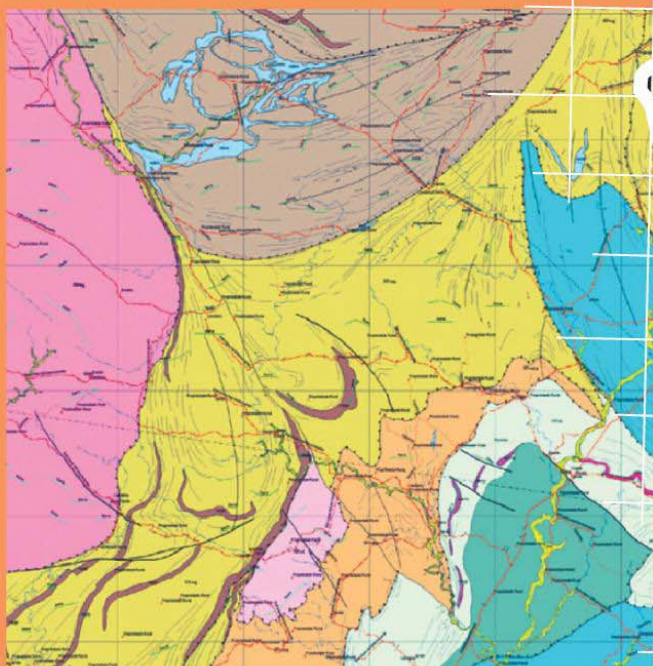


**Programa Geologia do Brasil
Levantamentos Geológicos Básicos**

GEOLOGIA DA FOLHA ITATIRA* SB.24-V-B-V

Sistema de Informações Geográficas – SIG



**Escala 1:100.000
2008**

*** PARCERIA COM A UNIVERSIDADE
FEDERAL DO CEARÁ – UFC**

 **CPRM**
Serviço Geológico do Brasil

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA

EDISON LOBÃO
Ministro

Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral

CLÁUDIO SCLIAR
Secretário

CPRM-SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL

AGAMENON SÉRGIO LUCAS DANTAS
Diretor-Presidente

MANOEL BARRETTO DA ROCHA NETO
Diretor de Geologia e Recursos Minerais

JOSÉ RIBEIRO MENDES
Diretor de Hidrogeologia e Gestão Territorial

FERNANDO PEREIRA DE CARVALHO
Diretor de Relações Institucionais e Desenvolvimento

EDUARDO SANTA HELENA
Diretor de Administração e Finanças

UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ – UFC

PROFESSOR ÍCARO DE SOUSA MOREIRA
Reitor

CENTRO DE CIÊNCIAS

PROFESSOR PAULO DE TARSO CAVALCANTE FREIRE
Diretor

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

PROFESSOR WELLINGTON FERREIRA DA SILVA FILHO
Chefe

PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL
Contrato CPRM- UFC N.º. 058/PR/05

Brasília, 2008



CPRM
Serviço Geológico do Brasil

Secretaria de Geologia,
Mineração e Transformação Mineral

Ministério de
Minas e Energia



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 novos investimentos em pesquisa mineral e para a criação de novos empreendimentos mineiros, com a conseqüente geração de novas oportunidades de emprego e renda. Além disso, os dados obtidos no âmbito desse programa podem ser utilizados em programas de gestão territorial e de recursos hídricos, dentre inúmeras outras aplicações 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 do SGB (GEOBANK), incorporando o que existe de atualizado em técnicas de geoprocessamento aplicado à cartografia geológica e encontra-se também disponível no Portal do SGB www.cprm.gov.br.

As metas físicas da primeira etapa dessa parceria e que corresponde ao biênio 2005-2006, foram plenamente atingidas e contabilizam 41 folhas, na escala 1:100.000, ou seja aproximadamente 1,5% do território brasileiro. As equipes executoras correspondem a grupos de pesquisa das seguintes universidades: UFRGS, USP, UNESP, UnB, UERJ, UFRJ, UFMG, UFOP, UFBA, UFRN, UFPE e UFC.

Este CD contém a *Nota Explicativa Integrada das folhas Quixeramobim, Boa Viagem e Itatira*, juntamente com o *Mapa Geológico na escala 1:100.000 da Folha Itatira (SB.24-V-B-V)*, em ambiente SIG, executado pela UFC, através do Contrato CPRM-UFC Nº 058/PR/05.

Brasília, junho de 2008

AGAMENON DANTAS
Diretor Presidente

MANOEL BARRETTO
Diretor de Geologia e Recursos Minerais

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

PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL
Contrato CPRM-UFC N.º. 058/PR/05

NOTA EXPLICATIVA DAS FOLHAS

QUIXERAMOBIM

(SB.24-V-D-III)

BOA VIAGEM

(SB.24-V-D-II)

ITATIRA

(SB.24-V-B-V)

1:100.000

AUTORES

Afonso Rodrigues de Almeida, Clovis Vaz Parente, Michel Henry Arthaud

COORDENAÇÃO GERAL
Clovis Vaz Parente

APOIO INSTITUCIONAL DA CPRM

Departamento de Geologia-DEGEO

Divisão de Geologia Básica-DIGEOP
Inácio Medeiros Delgado

Divisão de Geoprocessamento-DIGEOP
João Henrique Gonçalves

Edição do Produto
Divisão de Marketing-DIMARK
Ernesto von Sperling

Gerência de Relações Institucionais e
Desenvolvimento - GERIDE/ SUREG-BH
Marcelo de Araújo Vieira

Brysa de Oliveira
Elizabeth de Almeida Cadête Costa
M. Madalena Costa Ferreira
Rosângela Gonçalves Bastos de Souza
Silvana Aparecida Soares

Representante da CPRM no Contrato
José Roberto de Carvalho Gomes

APOIO TÉCNICO DA CPRM

Supervisor Técnico do Contrato
Luiz Carlos da Silva

Apoio de Campo
José Roberto de Carvalho Gomes
Antônio Maurílio Vasconcelos

Revisão do Texto
Antônio Maurílio Vasconcelos
Luiz Carlos da Silva

Organização e Editoração
Luiz Carlos da Silva
Carlos Augusto da Silva Leite

Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais-CPRM/Serviço Geológico do Brasil.

Itatira- SB.24-V-B-V, escala 1:100.000: nota explicativa integrada com Quixeramobim e Boa Viagem./Afonso Rodrigues de Almeida, Clovis Vaz Parente, Michel Henry Arthaud - Ceará: UFC/CPRM, 2007.

196p; 01 mapa geológico (Série Programa de Geologia do Brasil – PGB) versão em CD-Rom.

Conteúdo: Projeto desenvolvido em SIG – Sistema de Informações Geográficas utilizando o GEOBANK – Banco de dados.

1- Geologia do Brasil- I- Título II- Parente, C.V., Coord. III- Almeida, A.R. IV- Arthaud, H.M..

CDU 551(815)
ISBN 978-85-7499-036-1

RESUMO

Este é o relatório final relativo ao mapeamento geológico das Folhas Quixeramobim (SB-24-V-D-III), Boa Viagem (SB-24-VD-II) e Itatira (SB-24-V-B-V), objeto do contrato CPRM058/PR/05-UFC. A área abrangida pelas folhas supracitadas está localizada no sertão central do Estado do Ceará, e contém uma amostra representativa do Domínio Ceará Central. Da análise estrutural e petrológica resultou uma seqüência estratigráfica que, da base para o topo, pode ser esquematizada como segue: O Complexo Cruzeta de idade neoarqueana (2,14Ga - 3,27Ga U-Pb; 2,32Ga - 3,16Ga Sm/Nd) a paleoproterozóica, representado por paragneisses e ortogneisses variavelmente migmatizados, intercalados por rochas metabásicas e metaultrabásicas, localmente mineralizadas em Cr, Ni e PGe, e formações ferríferas bandadas. Estas rochas são caracterizadas por uma foliação de baixo ângulo, exceto em "shear zones" localizadas. A Unidade Algodões, de idade paleoproterozóica (2,00Ga - 2,76Ga Sm/Nd), bordeja o Complexo Cruzeta e está constituída por orto e paragneisses bandados contendo intercalações de anfibolitos com até 600 m de espessura e subordinadamente xistos pelíticos e semipelíticos. Intrudidos nas seqüências supra, encontramos os metatonalitos da Suíte Madalena (2,16Ga U/Pb; 2,39Ga Sm/Nd), e, pelo menos em parte, os tonalitos e granodioritos, variavelmente deformados, que constituem a Suíte Sitio dos Bois, esta ocorrendo preferencialmente na Folha Quixeramobim. Sob a designação de Complexo Ceará, estão agrupadas as seqüências meta-sedimentares pelito-aluminosas de idade meso-neoproterozóica, distribuídas por todo o Domínio Ceará Central e denominadas em conformidade geográfica onde foram definidas. A Unidade Independência foi neste trabalho dividida nas sub-unidades São José dos Guerra, (2,34Ga Sm/Nd) Lázaro (2,06Ga - 3,06Ga Sm/Nd), Guia (1,27Ga-3,40Ga, Sm/Nd), Itatira (1,49Ga-3,53Ga Sm/Nd). A Quixeramobim teve parte de seus domínios redefinidos para Unidade Juatama. Estas seqüências exibem-se metamorfisadas no fácies anfibolito alto, zona da sillimanita, com produção local de fluidos anatéticos. A profusão de lineações de estiramento mineral e falhas inversas regionais indicando transporte tectônico horizontal de nappes, de modo geral, para sul, sugere a atuação de esforços regionais compressivos que foram absorvidos no desenvolvimento e/ou reativação de zonas de cisalhamento transpressivos dúcteis, exemplificadas pela Unidade Milonítica Senador Pompeu. A dinâmica sinistral deste cisalhamento, dirigida por tensores regionais σ_{1H} , σ_{2H} e σ_{3V} induziu à dilatação vertical de anisotropias regionais e/ou formação de fraturas extensionais com conseqüente fusão parcial de rochas em ambientes profundos, pela descompressão isothermal local. Em regiões onde a produção de líquidos magmáticos se fez ao longo da foliação, foram geradas quantidades importantes de metatexitos e diatexitos, possibilitando, por exemplo, a individualização de unidades litoestratigraficas, como é o caso da Unidade Juatama, gerada a partir da Unidade Quixeramobim. Provavelmente na mesma época (Neoproterozóico) e mecanismo idêntico, abundante fusão parcial em metassedimentos Orós, gerou o complexo metatexitico/diatexitico e leucogranitos associados, agrupados sob a

denominação de Complexo Acopiara. As suítes Nenelandia (561Ma U/Pb; 1,47Ga - 2,11Ga Sm/Nd) e Banabuiú, constituídas por leucogranitos do tipo S, bem como o distrito pegmatítico Berilandia (mineralizado em Li, Be, Nb, Ta e Sn), e ainda as suítes Aroeiras, Quixadá (585Ma U/Pb; 597Ma Pb/Pb; 1,83Ga Sm/Nd) e Rio Quixeramobim (587Ma U/Pb; 1,90Ga Sm/Nd) também foram geradas neste estágio magmático, estas três últimas diferenciando-se, por apresentar enclaves microgranulares e diques sinplutônicos máficos, sugerindo a participação local de magmas mantélicos. Uma inversão nos movimentos regionais produziu deformação generalizada nos granitos supra e encaixantes, neles imprimindo os critérios cinemáticos transpressionais hoje observados.

ABSTRACT

This report (contract CPRM058/PR/05-UFC) is a synthesis concerning the results of geologic mapping at the scale 1:100.000, of an area including the topographic maps Quixeramobim (SB-24-V-D-III), Boa Viagem (SB-24-VD-II) and Itatira (SB-24-V-B-V). Those areas, situated in the central portion of Ceará State (NE Brazil), belong to the Central Ceará Domain which is part of the northwestern Borborema Province. The stratigraphic record, based on geochronological, structural and petrological data, is represented by: Cruzeta Complex, of neoproterozoic age (2,14Ga–3,27Ga U/Pb; 2,32Ga–3,16Ga Sm/Nd), which includes paragneisses and orthogneisses variably migmatized, interlayered with metabasics and metaultrabasics rocks, locally mineralized in Cr, Ni and PGEs, and banded iron formations. These rocks are characterized by a regionally low angle foliation, except when crosscutted by high angle transcurrent shear zones; Madalena Suite metatonalite (2,16Ga U/Pb; 2,39Ga Sm/Nd) and Sitio dos Bois Suite tonalite and granodiorite, intrusive in the Cruzeta Complex; Algodões Sequence, of paleoproterozoic age (2,00Ga - 2,76Ga Sm/Nd), borders the Cruzeta Complex and is constituted by banded ortho and para-gneisses containing amphibolite lenses up to 600 m of thickness and minor pelitic and semipelitic schists; Ceará Complex, a sequence of pelitic metasediments associated with quartzites and marbles of neoproterozoic age, subdivided in São José dos Guerra Unit, (2,34Ga Sm/Nd- T_{DM}) Lázaro Unit (2,06Ga - 3,06Ga Sm/Nd- T_{DM}), Guia Unit (1,27Ga-3,40Ga, Sm/Nd- T_{DM}), Itatira Unit (1,49Ga-3,53Ga Sm/Nd- T_{DM}) and Quixeramobim Unit. Metamorphic rocks of the Ceará Complex are generally sillimanite or kyanite bearing with local production of anatexitic melts. In the Guia Unit, there are some records of granulitic rocks and garnet bearing amphibolite have been interpreted as retro-eclogites. Regionally flat-lying foliation associated with ductile thrust zones and metamorphic context can be explained by Himalayan type nappes with tectonic transport to southeast. Melting and formation of magmatic melts are associated with isothermal decompression that may be consequence of a rapid exhumation of the metasediments of the Ceará Complex or by dilation of regional anisotropies and/or formation of extensional fractures coeval with generation of transpressive ductile shear zones, as the Senador Pompeu. The Juatama Unit is an example of such a process: diatexites and metatexites of this unit have been formed by partial melting of the Quixeramim Unit. Most part of the granitic bodies - Nenelandia Suite (561Ma U/Pb; 1,47Ga - 2,11Ga Sm/Nd), Banabuiú (constituted by S-type leucogranites), Berilandia pegmatitic district (mineralized in Be, Li, Ta, Nb, Sn), Aroeiras Suite, Quixadá Suite (585Ma U/Pb; 597Ma Pb/Pb; 1,83Ga Sm/Nd) and Rio Quixeramobim Suite (587Ma U/Pb; 1,90Ga Sm/Nd) – may have been generated by the same decompression process. The last three magmatic suites shows microgranular enclaves and mafic synplutonic dykes, suggesting local participation of mantle magma.

SUMÁRIO

RESUMO	i
ABSTRACT	iii
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 Aspectos Fisiográficos	5
1.2 Dados Físicos de Produção	7
2. CONTEXTO REGIONAL	9
2.1 Província Borborema	9
2.2 Província Borborema Setentrional	10
2.3 Domínio Ceará Central	14
3. ESTRATIGRAFIA	22
3.1 Complexo Cruzeta – Apcz	22
3.2 Suite Madalena - PP2ma	24
3.3 Unidade Algodões – PP2al	25
3.4 Complexo Ceará - PRc	27
3.5 Complexo Acopiara (PRacp)	34
3.6 Complexo Tamboril Santa Quitéria (NP3γts)	35
3.7 Granitos Brasileiros – Magmatismo Sertão Central	36
3.8 Vulcanismo Básico Ceará Mirim (JK1βc)	39
4. PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA	40
4.1 Mármore	40
4.2 Rochas Metamáficas e Metaultramáficas	48
4.3 Complexo Cruzeta	61
4.4 Unidade Algodões	65
4.5 Complexo Acopiara	66
4.6 Complexo Ceará - Unidade Quixeramobim	70
5. GEOLOGIA ESTRUTURAL E TECTÔNICA	122
5.1 Aspectos estruturais	122
5.2 Evolução Tectônica	133
6. RECURSOS MINERAIS E CONTROLES DE MINERALIZAÇÃO	137
6.1 Pegmatitos	137
6.2 Minerais Industriais	144
6.3 Minerais metálicos	147
6.4 Urânio e Fósforo	160
7. GEOARQUEOLOGIA E SÍTIOS DE ARTE RUPESTRE DO SERTÃO CENTRAL DO CEARÁ	170
7.1 Gravuras e Painéis de Arte Rupestre	170
7.2 Descrição dos sítios Arqueológicos	171
8. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	184
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	187

1. INTRODUÇÃO

O presente relatório sintetiza as informações correspondentes ao Projeto MAPEAMENTO GEOLÓGICO E DE LEVANTAMENTO DE RECURSOS MINERAIS DAS FOLHAS ITATIRA, BOA VIAGEM E QUIXERAMOBIM, CEARÁ executado pelos professores da Universidade Federal do Ceará Clovis Vaz Parente (Coordenador Geral do Projeto), Afonso Rodrigues de Almeida, César Ulisses Vieira Veríssimo, José de Araújo Nogueira Neto, Michel Henri Arthaud, Otaciel de Oliveira Melo e Sônia Maria Silva Vasconcelos, com a colaboração da geóloga Janolfta Leda Rocha Holanda e de alunos do Curso de Graduação em Geologia da UFC.

Para isso, contou-se com a cessão, por parte do Serviço Geológico do Brasil –CPRM do seguinte material:

- Temas recortados do Mapa Geológico do Brasil ao Milionésimo e Projetados para WGS-84;
- Imagens Geocover com resolução espacial de 14,28 m;
- Imagens geradas a partir dados aerogeofísicos: aerogamaespectrométricos (contagem total, Potássio, Urânio e Thorio) e magnetométricos;
- Modelo digital de terreno.

As bases aerogeofísicas foram disponibilizadas somente através de imagens já resultantes de processamento e que não foram fornecidas as bases planimétricas de nenhuma das folhas.

Foram utilizadas também informações oriundas da consulta de teses de doutorado, dissertações de mestrado, projetos de pesquisas, relatórios de graduação, relatórios técnicos e trabalhos científicos, complementadas com interpretação de sensores remotos (imagens de satélite, fotografias aéreas e mapas aerogeofísicos). A figura 1.1 sintetiza os dados compilados, cujos autores e títulos estão relacionados na tabela 1.a.

As áreas objeto deste trabalho estão contidas nas folhas Itatira (SB.24.V.B.V), Boa Viagem (SB.24.V.D.II) e Quixeramobim (SB.24.V.D.III), escala 1:100.000, abrangem os municípios homônimos e cobrem uma área total de cerca de 9066 Km². Estão localizadas na região central do Estado do Ceará (Figura 1.2), em continuidade lateral. Podem ser acessadas, a partir de Fortaleza, pela BR020 (Itatira e Boa Viagem) e pela BR116 e CE-021 Estrada do Algodão (Quixeramobim).

Nestes últimos 20 anos a região central do Estado foi foco de inúmeros trabalhos geológicos, principalmente aqueles de cunho econômico e aqueles de cunho geológico regional. Teses de doutoramento, dissertações de mestrado, relatórios de graduação foram desenvolvidas nesta região. A figura 1.2 e a tabela 1a resumem os trabalhos disponíveis.

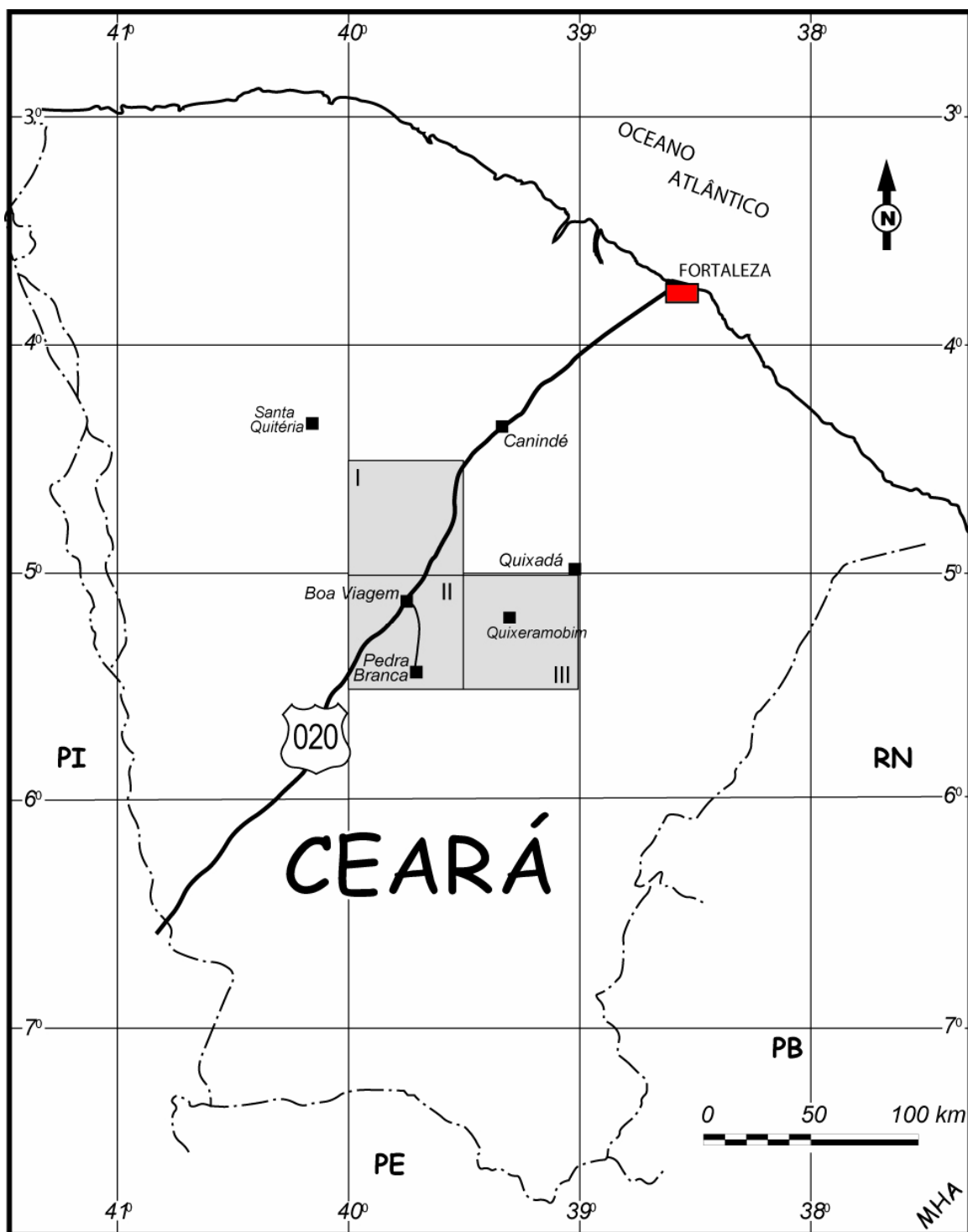


Figura 1.1: Localização das três folhas no Estado do Ceará (I: Itatira; II: Boa Viagem; III: Quixeramobim).

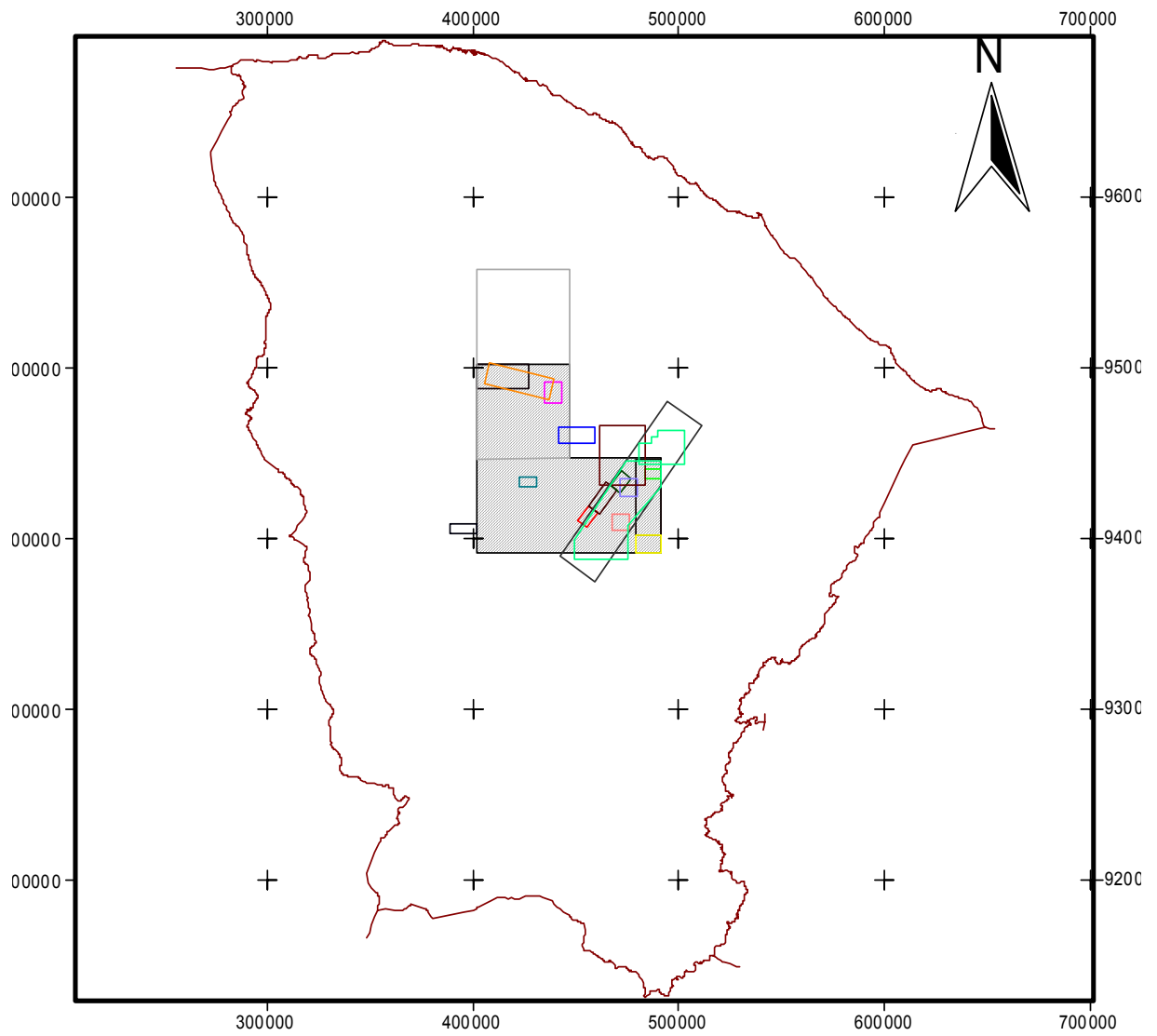


Figura 1.2: Mapa de localização dos trabalhos anteriores.

Tabela 1.a: Relação dos trabalhos anteriores das folhas Quixeramobim, Boa Viagem e Itatira.

Nº DE ORDEM	TÍTULO	AUTOR/AUTORES
1	GEOLOGIA DA REGIÃO SUDESTE DE QUIXERAMOBIM (1990)	Ângela Luzia Andrade de Moraes Isabel C. dos Santos Texeira
2	GEOLOGIA DA REGIÃO SW DE QUIXERAMOBIM - CE (1994)	Dálber Farias Landim
3	GEOLOGIA DA REGIÃO DE QUIXERAMOBIM - CE (1991)	Antônio Hélio Muniz Fernández Diana Lúcia Góis
4	GEOLOGIA DA PORÇÃO SE DE QUIXERAMOBIM (1988)	João José Rodrigues Bernades
5	GEOLOGIA DA REGIÃO DE JUATAMA (1989)	Maria Araguacy R.Simplicio
6	GEOLOGIA DA REGIÃO DE QUIXERAMOBIM - CE (1994)	Maria Conceição B. Guerra Maria Rosangelica R. Cunha
7	GEOLOGIA DA REGIÃO DE URUQUÊ (1990)	Francisca das Chagas C. Morais Maria Dulcinéia Rolim Bessa
8	CARTOGRAFIA GEOLÓGICA DE UMA ÁREA A LESTE DE MADALENA-CE COM SUPORTE DE DADOS DE SENSORES REMOTOS	Marcus Leandro de A. Texeira
9	ASPECTOS GEOLÓGICOS, PETROGRÁFICOS E ESTRUTURAIS DA SEQÜÊNCIA METAVULCANOSSEDIMENTAR DA CRUZETA E ADJACÊNCIAS	Leiliane Rufina P. de Azevedo Francisco Heury F. da Silva
10	MAPEAMENTO GEOLÓGICO BÁSICO DA REGIÃO CENTRAL DO MUNICÍPIO DE BOA VIAGEM-CE	Cláudio Roberto da Silva Vieira
11	ESTUDOS DAS RELAÇÕES ENTRE O EMBASAMENTO PALEOPROTEROZÓICO E AS COBERTURAS PARADERIVADAS MESO/NEOPROTEROZÓICAS NA REGIÃO DE LAGOA DO MATO-CE	Cláudio Magérbio M. Barbosa
12	LITOGEOQUIMICA E ISOTOPOS ESTAVEIS DE CARBONO E OXIGÊNIO DAS ROCHAS METASSEDIMENTARES HOSPEDEIRAS DA JAZIDA FOSFORO-URANIFERA DE ITATIRA-SANTA QUITERIA - CE (2001)	Givaldo Lessa Castro
13	GEOLOGIA DO CAMPO PEGMATÍTICO DE BERILÂNDIA - CE (1992)	Francisco Marques Júnior
14	CARACTERIZAÇÃO LITOESTRUTURAL E GEOCRONOLÓGICA DA REGIÃO FÓSFORO-URANÍFERA DE ITATAIA-CE (2003)	Aldiney Almeida Santos
15	EVOLUÇÃO GEOLÓGICA PROTEROZÓICA DA REGIÃO ENTRE MADALENA E TAPERUABA, DOMÍNIO TECTÔNICO CEARÁ CENTRAL (PROVÍNCIA BORBOREMA)(2004)	Neivaldo Araujo de Castro
16	LITOGEOQUIMICA E CONTROLES GEOCRONOLOGICOS DA SUITE METAMORFICA ALGODOES-CHORO-CE	Guttenberg Martins
17_1	ESTRUTURA, GEOCRONOLOGIA E ALONGAMENTO DOS BATÓLITOS DE QUIXADÁ, QUIXERAMOBIM E SENADOR POMPEU - CEARÁ CENTRAL (2004)	Johnson Fernandes Nogueira
17_2	ESTRUTURA, GEOCRONOLOGIA E ALONGAMENTO DOS BATÓLITOS DE QUIXADÁ, QUIXERAMOBIM E SENADOR POMPEU - CEARÁ CENTRAL (2004)	Johnson Fernandes Nogueira
18	PROJETO GRANITÓIDES	Joaquim Raul F. Torquato Afonso R. de Almeida Antonio C. Sidrim Carlos M. L. Maranhão Clóvis V. Parente José de A. Nogueira Neto José V. de Souza Marcos J. N. de Souza Michel H. Arthaud
19	PETROLOGIA E ASPECTOS TECTÔNICOS DO COMPLEXO GRANÍTICO QUIXADÁ-QUIXERAMOBIM	Afonso Rodrigues de Almeida
20	PROJETO JAGUARIBE; RELATÓRIO FINAL,RECIFE,DNPM-CPRM_1976 (15V.11)	Campos, M. de
21	PROJETO FORTALEZA; RELATÓRIO FINAL, RECIFE, DNPM-CPRM_1977 (10V.IL)	Braga, A. de P. G. alii
22	PROJETO MAPAS METALOGENÉTICOS E DE PREVISÃO DE RECURSOS MINERAIS, FORTALEZA, DNPM-CPRM_1983 (2V.IL	Morais, J. B. de
23	MINERAÇÃO GERAL DO NE, RELATÓRIO DE PESQUISA, PROCESSO DNPM 803.312177, FORTALEZA_1982	Maciel,J.B.

1.1 Aspectos Fisiográficos

Clima

A região em epígrafe está localizada na região conhecida como polígono das secas, que envolve parte dos estados do Nordeste, marcada por clima semi-árido com elevados índices de evaporação e evapotranspiração durante todo o ano, com temperatura média anual normalmente superior a 29°C. O clima é classificado como do tipo Bsh de Koppen, caracterizado por duas estações definidas: uma chuvosa e outra seca. Em situação normal, o período de chuvas tem início no mês de janeiro, prolongando-se até junho, sendo as máximas pluviométricas entre fevereiro e abril. O período seco atinge o máximo de estiagem durante os meses de agosto a outubro. A pluviosidade média na região atinge 700 mm, com média termal de 27°C.

Vegetação

A cobertura vegetal das três folhas está representada em sua grande maioria por espécies da caatinga hiperxerófila cuja localização corresponde ao domínio semi-árido dos Sertões Cearenses. Além das espécies arbustivas, são encontradas também espécimes arbóreos como o pau-branco, o juazeiro, a oiticica, o pau-d'arco, a aroeira e o jatobá.

De acordo com o mapeamento fitogeográfico da folha SB.24-V-B, realizado pelo convênio DNPM/RADAMBRASIL, para a NUCLEBRÁS, a região de Itataia foi dividida em 3 sub regiões fitoecológicas, que correspondem a:

- Estepe Tropical (Caatinga);
- Floresta Tropical (Floresta Ombrófila Aberta Tropical e Floresta Estacional Semi-Decidual Tropical); e
- Áreas Antrópicas.

Solos

Os solos da área são oriundos principalmente da alteração "*in situ*" de granitos e gnaisses ou de materiais coluviais mobilizados a partir dessas rochas. As associações dominantes, segundo levantamento realizado pela SUDENE (1973) incluem solos litólicos, brunos não cálcicos, planossolos solódicos, solonetz solodizados e podzólicos vermelho amarelo. Características comuns às diversas classes são: a pequena espessura, quase sempre inferior a 1,00m; a textura arenosa dos horizontes superficiais e areno-argilosa ou argilosa nos horizontes sotopostos; a ocorrência eventual de *stone lines* ou fragmentos de rochas; e, a baixa saturação de bases trocáveis. Na região de Itataia ocorrem, preferencialmente, os solos: brunos não cálcicos, planossolos, cambissolos, e algumas associações de solos litólicos e podzólicos vermelho-amarelo eutróficos de baixa permeabilidade.

Hidrografia

A rede de drenagem é constituída por cursos d'água intermitentes sazonais de pequena energia, formando vales largos e configurando um padrão de drenagem predominantemente dendrítico, localmente estruturado, em zonas de cisalhamento e áreas mais fraturadas. A área compreendida

pelas Folhas Itatira, Boa Viagem e Quixeramobim inclui o médio a alto curso dos rios Quixeramobim e Banabuiú que integram o Sistema Jaguaribe, bem como, as nascentes dos rios Groaíras e Curu, ao norte da cidade de Itatira.

Na região de Itatira, próximo à Serra do Céu, o mais importante divisor de águas das bacias hidrográficas dos rios Curu, Groaíras e Quixeramobim, os tributários de primeira e segunda ordem caracterizam-se pelo caráter temporário, regime de enxurras e ausência de aluviões expressivos, em função das maiores amplitudes locais do relevo e declividade. Em direção aos médio e baixo curso, referidos rios são caracterizados por amplas planícies de inundação e depósitos aluvionares.

Geomorfologia

Sob o ponto de vista geomorfológico, a área faz parte do Domínio dos Escudos e Maciços Antigos do Ceará, conforme proposta de Souza (1988).

Torquato et al. (1989) subdividem o relevo da área em cinco diferentes sub-unidades e/ou feições geomorfológicas a saber:

- Maciço residual das Serras Guaribas-Macaco;
- Depressão Central;
- Agrupamentos de Inselbergs;
- Áreas de acumulação inundáveis; e,
- Planícies e terraços fluviais.

O Maciço residual compreende um conjunto de serras e pequenos serrotes que se mostram orientados grosseiramente NE-SW, apresentando níveis altimétricos em torno de 450-500 m. O limite desta sub-unidade corresponde, segundo referidos autores, à Zona de Cisalhamento de Quixeramobim.

A Depressão central corresponde à área de coalescência dos níveis de pedimentação cenozóicas, com cotas variáveis entre 170 a 220m e entre 230-280m, correlatas, respectivamente, aos setores de pedimentos conservados (faixa a partir da calha do rio Quixeramobim para NE) e de pedimentos dissecados (SW do rio Quixeramobim).

Os Agrupamentos de *inselbergs* incluem o conjunto de granitos e gnaisses, isolados ou não, orientados segundo NE-SW, ao longo de uma faixa que inicia próximo à localidade de Encantado e prolonga-se até a Serra de Urucu onde fica o Santuário de Quixadá.

As Áreas de acumulação inundáveis correspondem as pequenas depressões de formas semi-circulares, periodicamente sujeitas às inundações, posicionadas à jusante das rampas pedimentadas, limitando-se, às vezes, com as planícies fluviais.

As Planícies e terraços fluviais compreendem as áreas de acumulação de sedimentos aluviais e coluviais que formam as principais planícies fluviais da região. A largura das planícies é mais expressiva ao longo dos rios Quixeramobim, Banabuiú e Groaíras, atingindo nos dois primeiros cerca de 0,5km de extensão.

A Depressão Sertaneja é representada por um pediplano muito arrasado, desenvolvido sobre rochas gnaissico-migmatíticas pré-Cambrianas, submetidas a rigorosos processos erosivos e ocupa cerca de 70% da Folha Itatira. No geral, verifica-se um relevo relativamente plano, com superfície dissecada, deixando lombadas e morrotes rebaixados.

Entretanto, destacam-se em seu seio algumas elevações, cuja altitude média é da ordem de 350 a 450 metros, como o serrote da Igreja que é sustentado por mármore da Formação Alcantil.

Os Planaltos Residuais constituem as porções mais elevadas da área, com altitudes entre 650 e 1000 metros, correspondendo as serras do Céu, das Cacimbas, da Mata Fome, das Laranjeiras e do Trapiá. A Serra do Céu, com 1085 metros de altura, é o ponto culminante da região, e o terceiro mais alto do Estado do Ceará. É também o divisor de água das bacias dos rios Curú e Acaraú, caracterizando-se por uma superfície cimeira muito dissecada, de morfologia de "cuesta", com caimento suave para norte, porém escalonada por inúmeros patamares que marcam a mudança de tipos litológicos.

Os contrafortes da Serra do Céu formam escarpas íngremes, subverticalizadas, de contornos sinuosos emoldurados pelos migmatitos. Esta unidade morfológica tem uma cobertura vegetal mais densa que a do pediplano da depressão circunjacente e é responsável pelas modificações de ordem climática local, com temperatura mais amena e densidade pluviométrica mais acentuada.

Na maior parte dos planaltos residuais, a partir da cota de 500 metros, nota-se a influência da morfogênese química, decorrente da maior umidade, gerando intensa decomposição nas vertentes menos íngremes, dando origem a uma pedogênese incipiente caracterizada por saprólitos cobertos por matacões. Esta unidade de maciços elevados representa, segundo Souza (1988), testemunhos de um nível fundamental do qual o relevo regional foi modelado a partir de vários ciclos de aplainamento.

1.2 Dados Físicos de Produção

Os trabalhos de campo, que culminaram com a execução dos Mapas Geológicos, escala 1:100.000, correspondentes às três folhas (Folha Quixeramobim, Boa Viagem e Itatira), foram realizados em várias etapas, concentradas basicamente entre os meses de julho e setembro de 2005, totalizando cerca de 50 dias/Folha. Entretanto, essas áreas já haviam sido objeto de estudo por vários membros da equipe durante a década de oitenta, por ocasião do Projeto Granitóides que engloba parte da Folha Quixeramobim, executado sob os auspícios da FINEP e, mais recentemente, o Projeto Ceará Central, que engloba as Folhas Itatira e Boa Viagem, desenvolvido em parceria com professores do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, patrocinado pela CAPES, através do PROCAD.

No geral, foram gerados os seguintes dados por folha.

Folha Quixeramobim – Descrição de 707 estações de afloramento, 74 lâminas petrográficas, cadastramento de 12 novas ocorrências minerais, 53 análises geoquímica em rocha total, 02 análises U-Pb*; 10 análises Sm-Nd*.

Folha Boa Viagem - Descrição de 560 estações de afloramento, 30 lâminas petrográficas, 05 seções polidas, cadastramento de 11 ocorrências minerais, 41 análises químicas em rocha total, análises geocronológicas - Total 24 (13 Sm/Nd Novas);

Folha Itatira - Descrição de 857 estações de afloramento , 65 lâminas petrográficas, ???? seções polidas, cadastramento de 63 ocorrências minerais, 42 análises químicas rocha total; análises geocronológicas* - Total 57 (09 Sm/Nd Novas);

* As análises geocronológicas encontram-se ainda em processamento de análises no Laboratório do Instituto de Geociências da UNB.

2. CONTEXTO REGIONAL

2.1 Província Borborema

A área objeto de estudo está localizada, do ponto de vista geológico, em região tradicionalmente conhecida como Domínio Ceará Central (Ceará Central, Caby & Arthaud, 1986; Domínio Ceará Central, Jardim de Sá, 1994, Monié *et al*, 1997; Terreno Ceará Central, Cavalcante, 1999).

O domínio pertence à porção setentrional da Província Borborema (Almeida *et al.*, 1977) (Figura 2.1a,b).

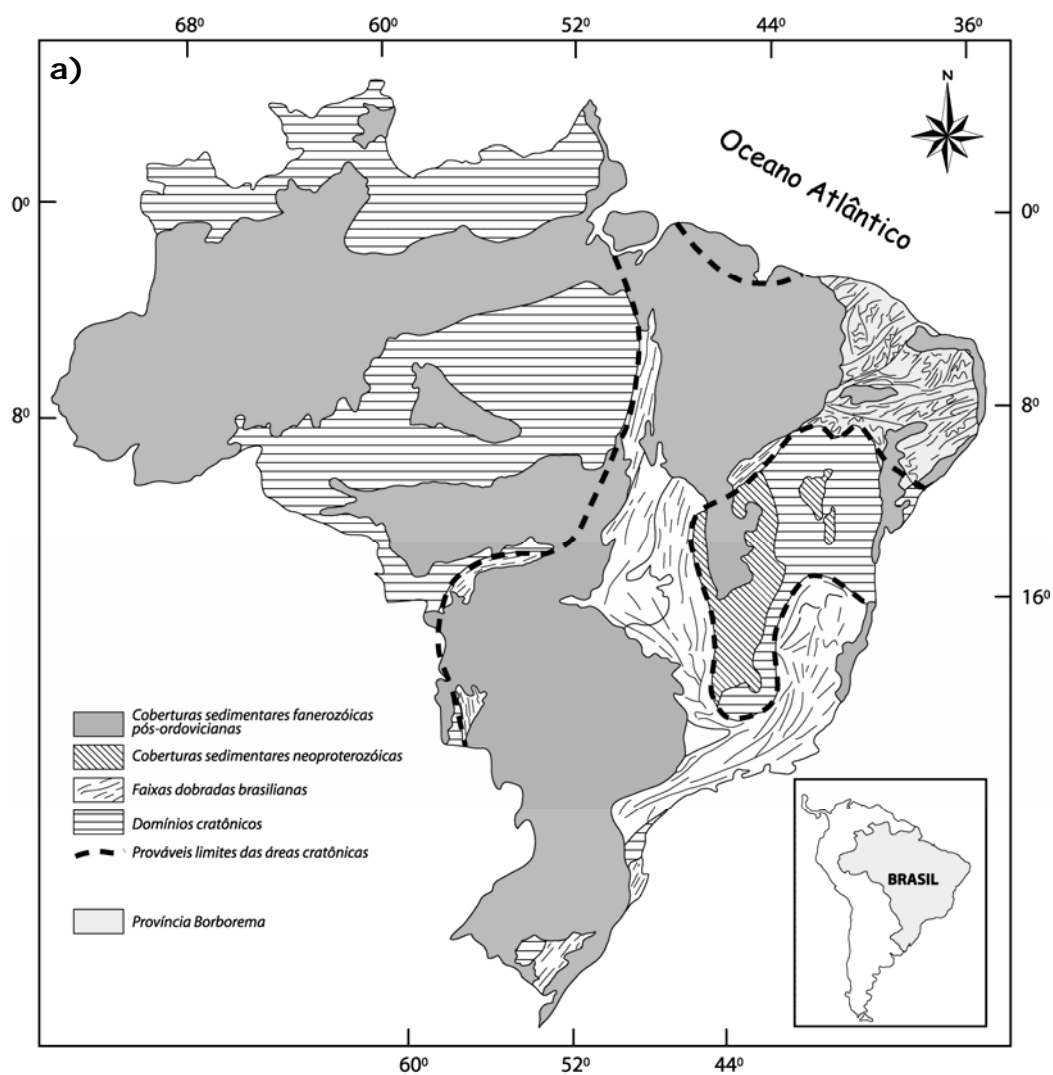


Figura 2.1a: Localização da Província Borborema no Brasil (Schobbenhaus & Campos, 1984).

A Província Borborema representa o extremo nordeste da Plataforma Sulamericana, caracterizado por atividade tectônica intensa ao final do Proterozóico, conseqüência de colisão continental envolvendo os crátons São Luís-Oeste África e São Francisco-Congo. A colisão, correspondendo ao Ciclo Brasileiro-Pan-Africano, completou-se, no caso da Província Borborema, por volta de 600-550 Ma.

A figura 2.2 mostra uma reconstituição inferida dos continentes africano e sul-americano ao final do Ciclo Brasileiro.

2.2 Província Borborema Setentrional

A maior parte dos autores concorda, atualmente, em subdividir a porção setentrional da Província Borborema em três ou quatro domínios (ver, p. ex, Brito Neves *et al*, 2000) (Figura 2.3):

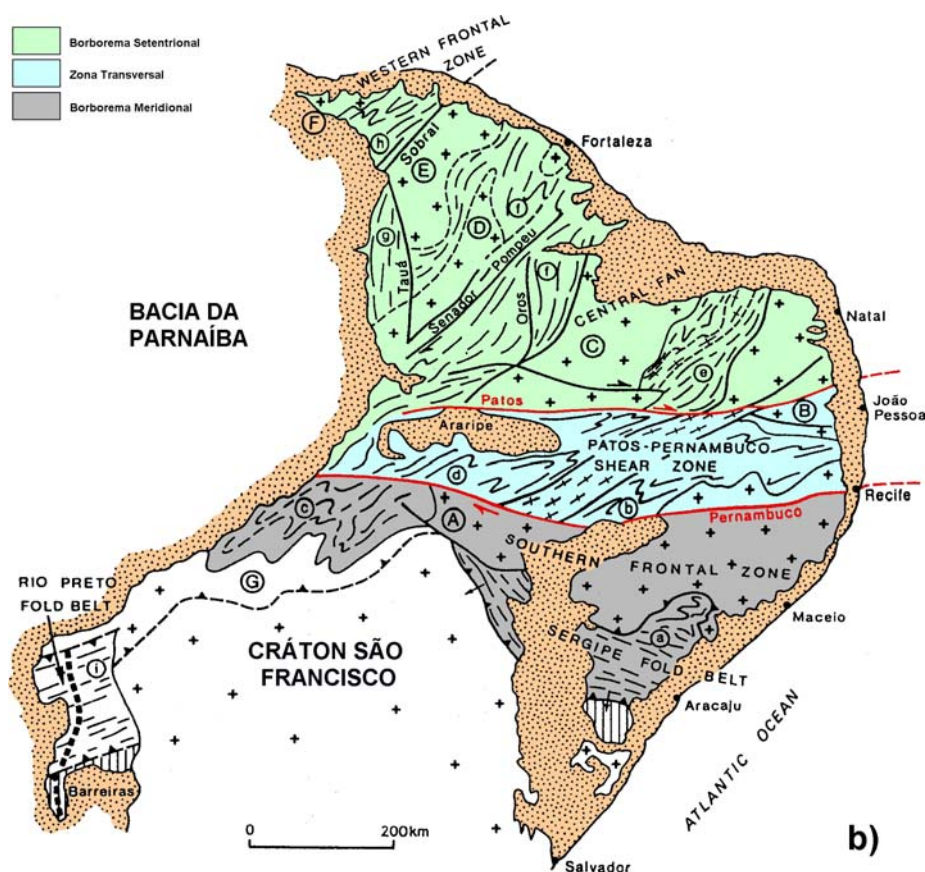


Figura 2.1b: Subdivisão da Província Borborema (Trompette, 1994).

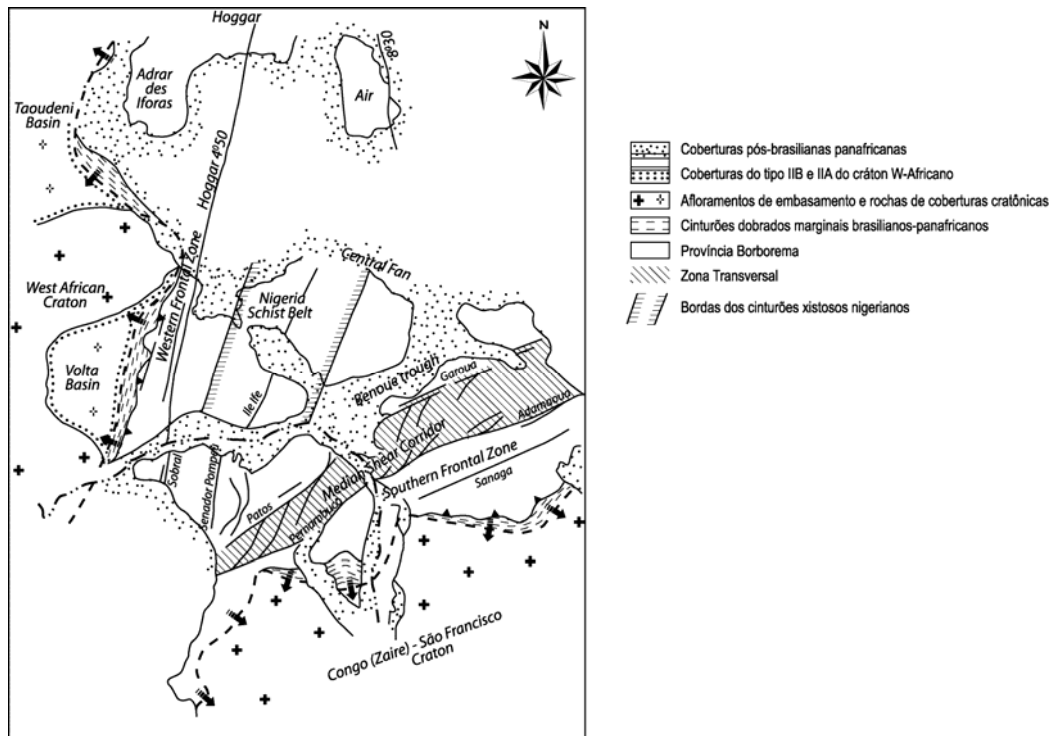


Figura 2.2: Reconstituição da situação da Província Borborema ao final do Proterozóico / início do Paleozóico (Trompette, 1994).

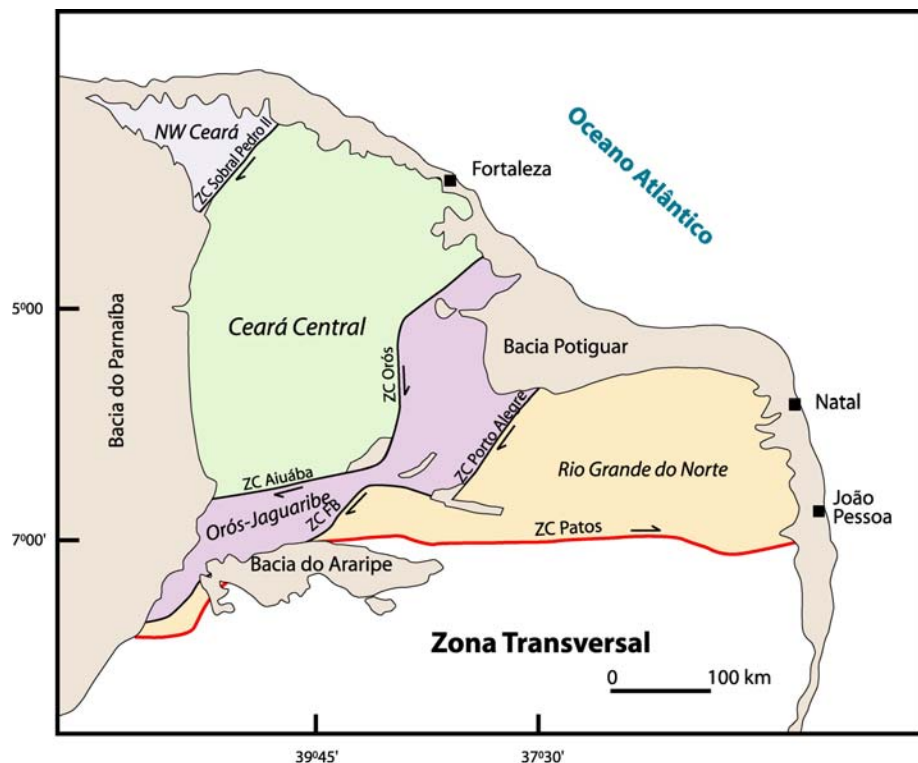
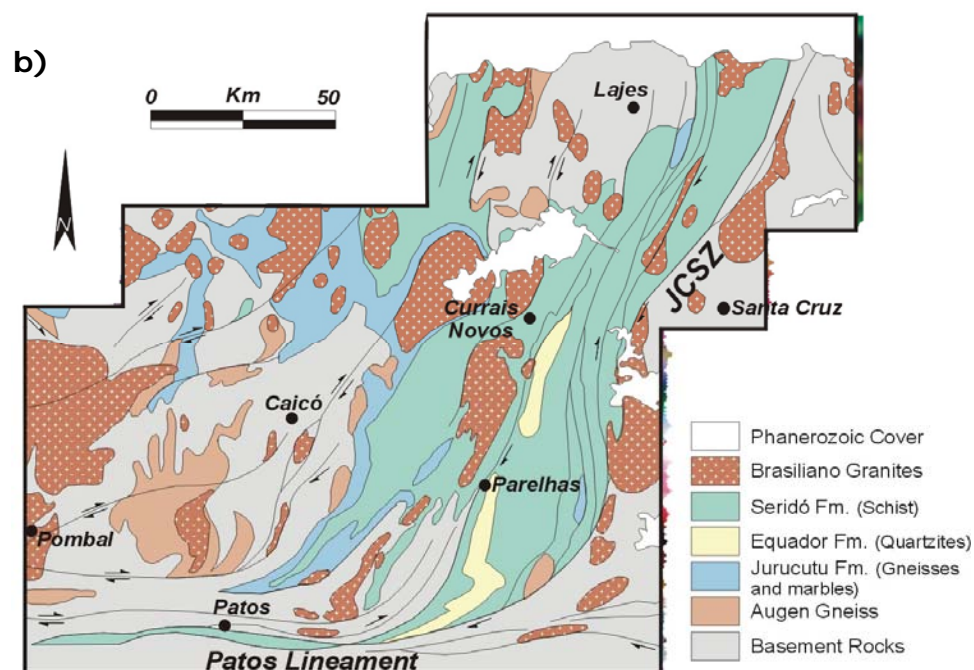
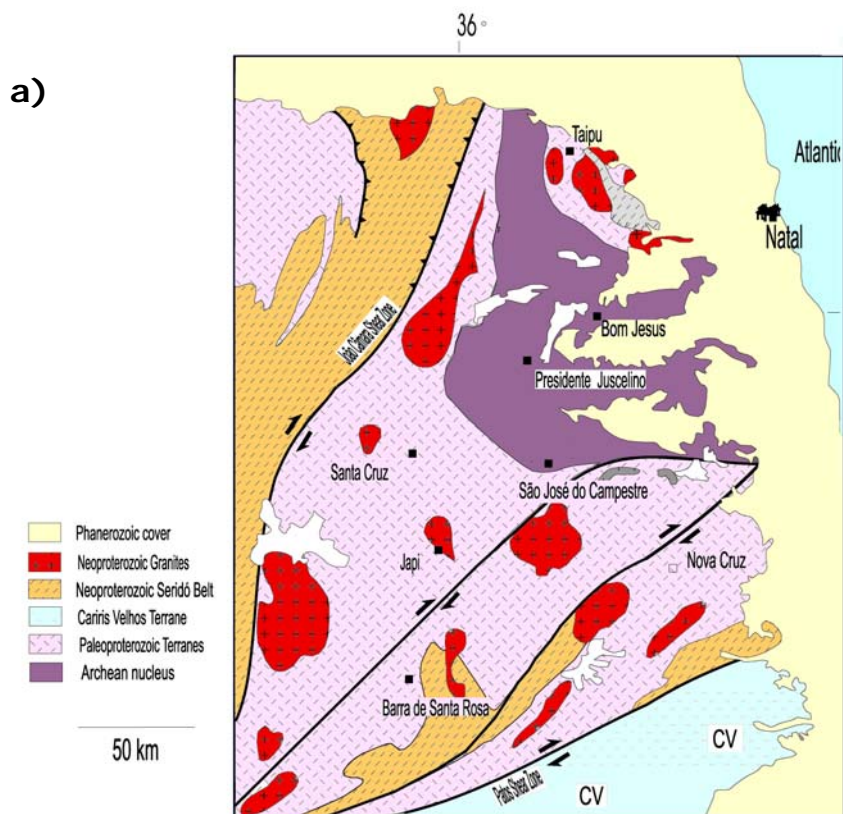


Figura 2.3: Domínios constitutivos da Província Borborema Setentrional (baseado em Cavalcante, 1999, simplificado e modificado).

- Domínio Rio Grande do Norte (Figura 2.3), constituído pelo Maciço São José do Campestre (Figura 2.4a), pela Faixa Dobrada Seridó (Figura 2.4b) e pelo Maciço Rio Piranhas (Figuras 2.4b e 2.4c).
- Domínio Noroeste Ceará ou Médio Coreaú (Figuras 2.3 e 2.4d).

Os limites dos domínios correspondem a megazonas de cisalhamento transcorrentes ativas ao final do Ciclo Brasileiro. No estado atual dos conhecimentos, não se sabe quais são as transcorrências responsáveis por colagem de terrenos (evolução de zonas de sutura) e quais as responsáveis pelo acoplamento de regiões distantes, com evolução geológica pouco diferente, em função da sua movimentação transcorrente.



2.3 Domínio Ceará Central

Registram-se duas definições principais quanto à abrangência geográfica do Domínio Ceará Central. Ambas consideram que o Lineamento Transbrasiliano (Sobral-Pedro II), mega-transcorrência destal, por muitos interpretado como prolongamento, no Brasil, do Lineamento 4°50 (Trompette, 1994) que, na África, representa a sutura entre os Cráton Oeste África e Congo, constitui o limite oeste do domínio, em parte encoberto pelas rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba.

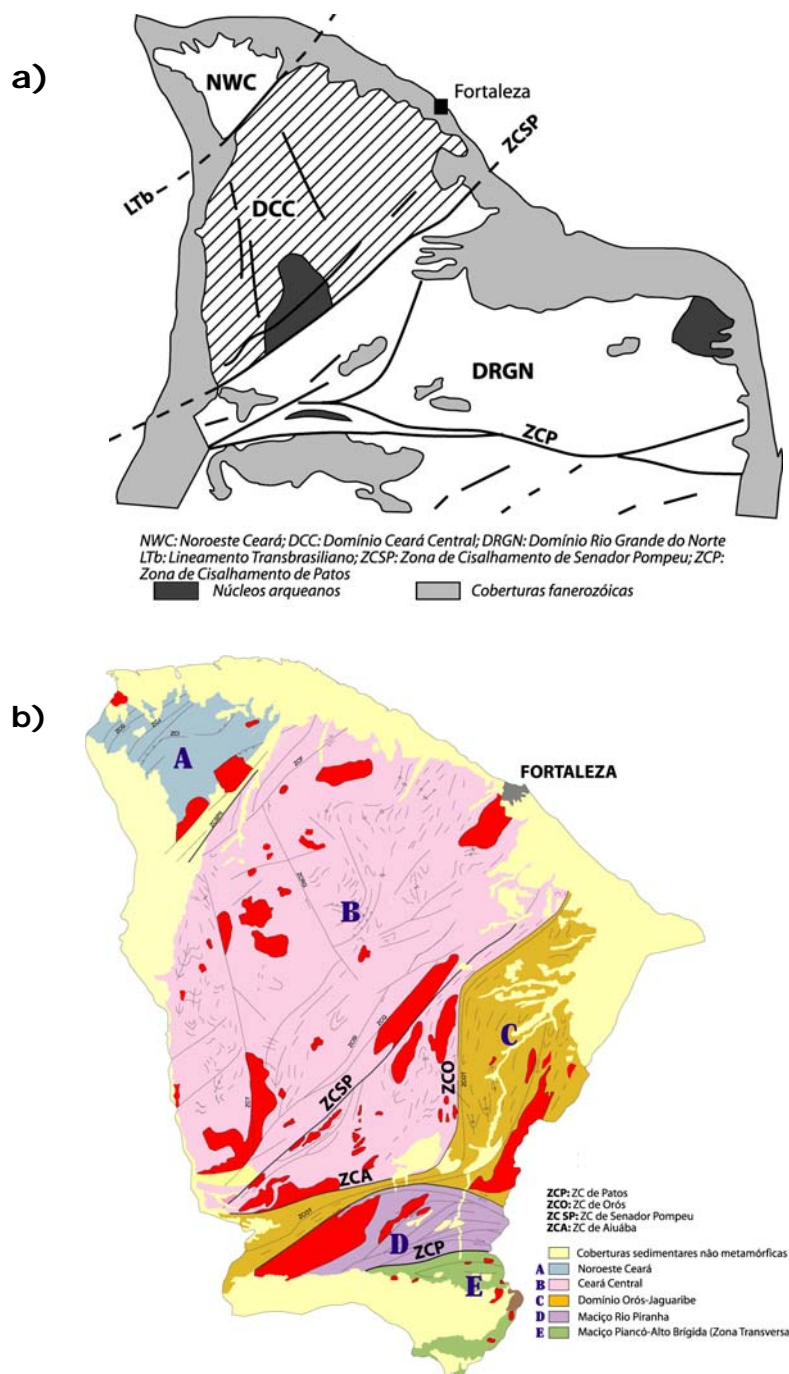


Figura 2.5: O Domínio Ceará Central limitado a SE a) Alternativa a) pela ZC Senador Pompeu (Fetter, 1999) e b) alternativa B pelas ZC Orós e Aiuába (Arthaud et al., 1998a).

A norte, o domínio se estende até o Oceano Atlântico. Alguns autores (Cavalcante, 1999; Fetter, 1999; Brito Neves *et al.*, 2000) consideram que a Zona de Cisalhamento Senador Pompeu estabelece o limite entre o Domínio Ceará Central e o Domínio Rio Grande do Norte (Figura 2.5a). Outros autores (p. ex. Arthaud *et al.*, 1998a) consideram que as Zonas de Cisalhamento de Orós e Aiuba separam o Domínio Ceará Central do Domínio Orós-Jaguaribe (Figura 2.5b).

O Domínio Ceará Central é produto de longa e complexa história geológica, iniciada nos tempos arqueanos. Vários episódios de acreção crustal e vários ciclos orogenéticos deixaram seus registros magmáticos, metamórficos e deformacionais.

As feições geológicas atuais do domínio (Figs. 2.2 - 2.5) foram adquiridas no final do Ciclo Brasileiro/Pan Africano (fim do Proterozóico/início do Paleozóico), após a colisão continental envolvendo os crátons São Luis/Oeste África e São Francisco/Congo, participando da formação de Gondwana Ocidental, como parte da Pangea

A abertura do Oceano Atlântico, iniciada no Mesozóico, foi responsável pela fissão do megacontinente Pangea recém formado e pela separação do Domínio Ceará Central do seu equivalente africano.

Arqueano

Os afloramentos de terrenos arqueanos do Ceará Central estão limitados à sua porção sul/sudeste, na região de Pedra Branca e Mombaça. A primeira datação disponível confirmando a idade destas rochas, antigamente inseridas na unidade denominada Complexo Pedra Branca, corresponde a uma isócrona Rb-Sr em rocha total de ortognaisses graníticos com idade de 2540 ± 60 Ma (Pessoa *et al.*, 1986). Mais recentemente, várias datações U-Pb em zircão confirmaram a existência de pequeno bloco neoarqueano, em torno de 2,7-2,8 Ga (Figura 2.6) na região (Fetter, 1999).

Com aproximadamente 6.000 km², recortado pela zona de cisalhamento dúctil de Sabonete-Inharé, o bloco apresenta limites ainda mal definidos, em grande parte por causa das grandes semelhanças litológicas que apresenta com os terrenos paleoproterozóicos vizinhos (Fetter, 1999). É ainda necessário refinamento do conhecimento geocronológico para sua melhor delimitação. Dados geocronológicos obtidos recentemente (idades modelo Sm/Nd) mostram que este bloco arqueano sofreu um intenso retrabalhamento no paleoproterozóico.

De maneira simplificada, os terrenos arqueanos da região de Pedra Branca / Mombaça podem ser subdivididos em gnaisses cinza (*grey gneisses*), derivados de protólitos plutônicos de natureza essencialmente tonalítica / granodiorítica, e rochas supracrustais formando associação do tipo *greenstone-gnaisses* (Pessoa & Archanjo, 1984; Caby & Arthaud, 1986; Caby *et al.*, 1995). As duas unidades apresentam evolução distinta.

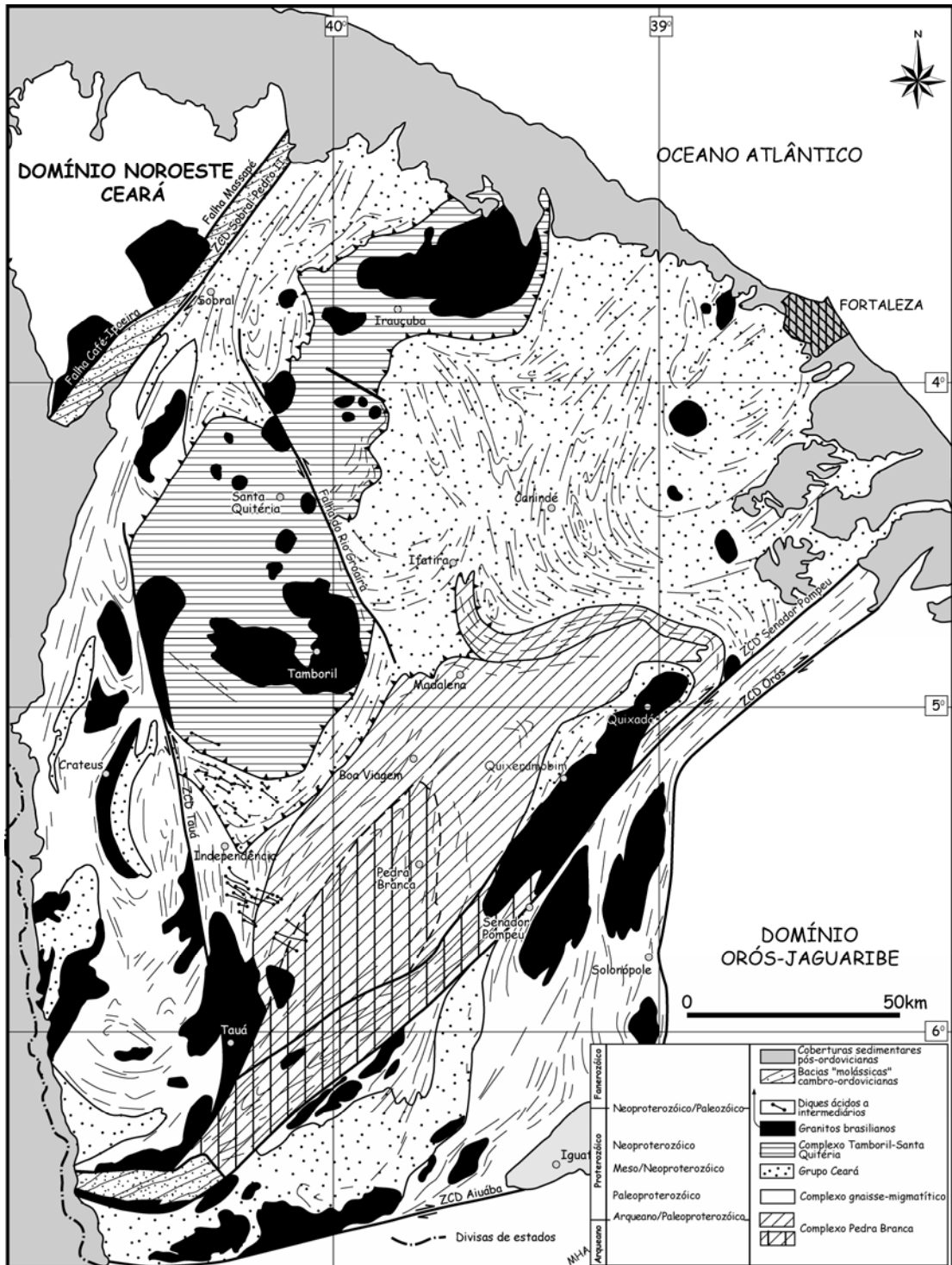


Figura 2.6: Esboço geológico do Domínio Ceará Central (segundo Arthaud, 2005, baseado no mapa geológico do Ceará, escala 1:500.000 – Cavalcante et al., 2003, simplificado e modificado).

Os gnaisses cinza apresentam idades U-Pb em torno de 2,7-2,8 Ga e idades modelos Sm-Nd escalonadas entre 2,9 e 3,04 Ga e ϵ_{Nd} negativo, o que mostra que a associação TTG arqueana se desenvolveu às custas de rochas mais antigas (Fetter, 1999). Já as rochas supracrustais, apesar de apresentar idades U-Pb pouco diferentes, apresentam idades modelo mais novas e, sobretudo, ϵ_{Nd} positivo, o que levou à proposição de origem e evolução diferentes para as duas unidades: os gnaisses cinza retrabalhados seriam terrenos de arco continental desenvolvidos nas margens de

um craton arqueano mais antigo que teria, posteriormente, colidido com a unidade de *greenstone-gnaisses* constituída por crosta juvenil gerada em domínio oceânico isolado (Fetter, 1999).

Datação mais recente, obtida pelo método U-Pb SHRIMP em amostra de rocha tonalítica coletada a sul da cidade de Boa Viagem forneceu, em região geralmente tida como paleoproterozóica, idade de 3,27 Ga (Silva *et al.*, 2002). Esta idade anômala deve corresponder a grãos de zircão herdados de embasamento mais antigo.

O bloco arqueano, policíclico, exhibe essencialmente as marcas do metamorfismo de fácies anfibolito alto e da intensa deformação tangencial brasileira.

No novo Mapa Geológico do Ceará, escala 1:500.000 (Cavalcante *et al.*, 2003), estas rochas foram englobadas, junto com os terrenos paleoproterozóicos vizinhos, no Complexo Cruzeta Indiferenciado.

Paleoproterozóico

Rochas de idade paleoproterozóica são comuns no Domínio Ceará Central, onde representam boa parte da área exposta. Elas podem ser subdivididas em duas sub-unidades: os terrenos do tipo TTG que, juntos com os terrenos arqueanos, formam o Complexo Cruzeta de Cavalcante *et al.*, (2003) e os terrenos granito gnaisses.

Terrenos TTG

Estes terrenos margeiam a noroeste o bloco arqueano de Pedra Branca, aflorando desde a região de Madalena/Boa Viagem até a região de Choró. São constituídos principalmente por rochas metaplutônicas de composição tonalítica a granodiorítica associadas a faixas supracrustais (como a Seqüência Algodões – Arthaud & Landim, 1995 e Suíte Metamórfica Algodões-Choró – Martins, 2000) constituídas de rochas metavulcânicas básicas (anfibolitos com ou sem granada) e rochas metassedimentares diversas, inclusive formações ferríferas e manganésíferas bandadas.

Estas seqüências foram datadas pelo método U-Pb em zircão (Fetter, 1999; Martins, 2000). Os resultados apresentados são compatíveis e apontam para idade em torno de 2,1-2,13 Ga para os ortognaisses tonalíticos. Em amostras dos anfibolitos da Seqüência Algodões, uma isócrona Sm-Nd em rocha total (Martins & Oliveira, 2003) forneceu idade de ca. 2,23 Ga compatível, segundo os autores, com o caráter intrusivo dos tonalitos/granodioritos nas rochas supracrustais.

Tanto no caso dos ortognaisses como das rochas supracrustais, as idades modelo são muito próximas das idades U-Pb e os valores ϵ_{Nd} são positivos, mostrando que se trata de material juvenil. Segundo Martins *et al.* (1998) e Martins & Oliveira (2003), a Seqüência Algodões se desenvolveu em ambiente de arco oceânico.

É provável que a unidade atualmente denominada Complexo Cruzeta tenha resultado da acreção de vários arcos insulares paleoproterozóicos (idades compreendidas entre 2,1 e 2,15 Ga) em torno de pequeno núcleo arqueano (Fetter, 1999).

Como no caso do Complexo Pedra Branca, é predominante, nesta unidade, o registro deformacional (tangencial) e metamórfico (fácies anfibolito alto, às vezes acompanhado de migmatização mais ou menos acentuada) relacionados ao Ciclo Brasileiro.

Terrenos gnaiss-migmatíticos

Trata-se de associação complexa de rochas metaplutônicas, na qual predominam rochas de composição granítica, embora metatonalitos e metagranodioritos também sejam comuns, bem como rochas supracrustais diversas (metapelitos, quartzitos, rochas calcissilicáticas, metavulcânicas básicas, etc.). Assemelham-se ao embasamento do Domínio Rio Grande do Norte (Complexo Caicó) ou do Domínio Orós-Jaguaribe (Bloco Jaguaretama, Parente & Arthaud, 1995). Do ponto de vista geocronológico, estes terrenos não foram bem caracterizados no Ceará Central, mas é possível que, como nos domínios vizinhos, apresentam T_{DM} compreendida entre 2,4 e 2,7 Ga, indicando o retrabalhamento de crosta arqueana (Fetter, 1999).

Meso-Neoproterozóico

O Meso-Neoproterozóico é representado por coberturas metas-sedimentares que podem ser reunidas no Complexo Ceará (Arthaud *et al.*, 1998b).

Rochas metassedimentares cobrem boa parte do Domínio Ceará Central e foram subdividas, com conotações apenas cartográficas, em seqüências informais (seqüências Itatira, Canindé, Independência, etc. Arthaud *et al.*, 1998b). As subdivisões não apresentam, por enquanto, significado geológico claro e não se pode dizer se representam o resultado de evolução separada de várias bacias ou se correspondem ao desmembramento de uma única entidade.

Essas seqüências apresentam certas características em comum: são associações de rochas essencialmente pelíticas ou semi-pelíticas, com contribuições variáveis, mas subordinadas, de quartzitos e carbonatos (mármore e rochas calcissilicáticas). A presença de rochas metavulcânicas ácidas ou básicas é limitada.

A idade da deposição dos sedimentos originais ainda não é muito clara: existe, no Domínio Ceará Central, apenas uma idade U-Pb de 772 ± 31 Ma em zircão de metariolito da Seqüência Independência (Fetter, 1999) e esta pode ser interpretada como idade de deposição, mas apenas como uma das alternativas possíveis.

Os dados de idade modelo T_{DM} atualmente disponíveis para as seqüências não são, ainda, conclusivos, mas mostram claramente que boa parte do material sedimentar é proveniente da erosão dos domínios paleoproterozóicos ou mesmo arqueanos que formam seu embasamento, com idades modelo tão antigas como 2,25 Ga na seqüência de Itatira (Santos *et al.*, 2003). Entretanto, boa parte dos valores T_{DM} disponíveis para estas seqüências (Fetter, 1999; Santos *et al.*, 2003; Torres, 2004; Castro *et al.*, 2003; Arthaud, dados inéditos) é mesoproterozóica e, no caso da região de Redenção, existe pelo menos uma idade T_{DM} neoproterozóica (949 Ma em rochas calcissilicáticas, Torres, 2004). Considerando a importante contribuição do continente paleoproterozóico como fonte de material, é provável que a deposição dos sedimentos originais seja bem mais recente do que os T_{DM} mais novos, o que leva a pensar que ela aconteceu, na

realidade, no Neoproterozóico, ao contrário do que foi considerado por Cavalcante *et al.*, no Mapa Geológico do Ceará (2003), que atribuíram as seqüências ao Paleoproterozóico.

Esta interpretação é condizente com a idade dos metariolitos de Independência, que representariam manifestação magmática associada a extensão e afinamento crustal que culminaram com a abertura de bacia oceânica (Oceano Farusiano na Província do Hoggar, África do Oeste, Caby *et al.*, 1981) posteriormente fechada durante a colisão brasileira. Neste caso, o Complexo Ceará, pelo menos no centro do Domínio Ceará Central, corresponderia a depósitos de margem passiva neoproterozóica.

Apesar de ainda insuficientes para explicar de maneira satisfatória a história deposicional das rochas metassedimentares, os dados geocronológicos disponíveis mostram que sua história metamórfica/deformacional é monocíclica e que o único ciclo orogênico que afetou as coberturas foi o Ciclo Brasileiro, ao final do Neoproterozóico. A idade do metamorfismo brasileiro no Ceará Central ainda é mal definida, mas a idade isocrônica Sm-Nd de 621 ± 160 Ma (rocha total e granada) obtida em paragneisses da região de Itatira (Santos *et al.*, 2003) pode ser considerada, apesar da incerteza grande, como a idade possível do pico metamórfico na região.

Neoproterozóico

Além da provável deposição da seqüência de margem passiva correspondente ao Complexo Ceará, dois outros conjuntos litológicos devem ser atribuídos ao Neoproterozóico: o Complexo Tamboril-Santa Quitéria e os granitos brasileiros.

Complexo Tamboril-Santa Quitéria

Esta unidade foi reconhecida desde os mapeamentos efetuados pela CPRM nos anos setenta (Campos *et al.*, 1976; Braga *et al.*, 1977), aparecendo bem delimitada no Mapa Geológico do Ceará publicado em 1983 (Cavalcante *et al.*, 1983). Uma das suas características marcantes é a intensa migmatização associada à presença de grande volume de granitos anatéticos e de restitos constituídos essencialmente por anfibólitos e rochas cálcio-silicáticas.

Fetter *et al.* (2003) chegaram à conclusão que os protólitos desta unidade foram gerados em ambiente de arco magmático continental, acima de zona de sutura localizada a oeste (possivelmente no Lineamento Transbrasileiro, posteriormente reativada em transcorrência dextral) e com mergulho para leste.

A inferência foi baseada inicialmente na assinatura isotópica (idades modelo) das rochas migmatíticas (de protólitos dioríticos a graníticos) e da sola metassedimentar da unidade, com várias idades modelo neoproterozóicas (Fetter *et al.*, 2003). No caso das rochas metaplutônicas do Complexo Tamboril-Santa Quitéria, os dados implicam em mistura de magmas juvenis neoproterozóicos com gnaisses paleoproterozóicos circunvizinhos (Fetter *et al.*, 2003). As rochas metassedimentares basais seriam, em parte, produto da erosão do material juvenil. A intensa deformação e a anatexia avançada, adquiridos durante o pico da colisão brasileira, dificultam a reconstituição da geometria do arco.

As datações U-Pb em zircão de vários corpos graníticos deformados do complexo variam entre 649 e 615 Ma. Os granitos representam os últimos estágios da evolução do arco, caracterizados por

aumento progressivo da participação crustal, principalmente por refusão do material magmático mais precoce (Fetter *et al.*, 2003).

Fetter *et al.* (2003) consideram a possibilidade da Seqüência metassedimentar de Independência ser uma bacia de *back-arc* formada durante a evolução do arco de Santa Quitéria, que teria se iniciado por volta de 770 Ma. Esta interpretação é prejudicada pela natureza da sedimentação da seqüência, caracteristicamente de natureza plataformal. A interpretação de que o Complexo Ceará representa uma margem passiva e o Complexo Tamboril-Santa Quitéria representa um arco magmático implica na existência de uma zona de sutura na interface entre as duas unidades.

Granitóides brasileiros

Em todas as cadeias, os estágios sucessivos da colisão estão marcados pela geração de granitos: os pré-colisionais ou arcos magmáticos continentais, associados à subducção, os sin-colisionais associados à fase tangencial, e os tardi-orogênicos e os pós-orogênicos associados ao desenvolvimento de transcorrências e desespessamento da crosta.

No caso do Domínio Ceará Central, os granitos pré-colisionais correspondem ao Complexo Tamboril-Santa Quitéria, abordados no item anterior.

De maneira esquemática, os granitos sin-colisionais podem ser subdivididos em dois conjuntos: os granitos sin-fase tangencial, associados ao espessamento da crosta, e os granitos sin-transcorrências, associados à fase de extrusão lateral consecutiva ao espessamento.

No Domínio Ceará Central os granitos associados à fase tangencial ainda não são muito bem conhecidos, uma vez que boa parte deles se encontra, atualmente, na forma de lâminas gnáissicas muito deformadas e difíceis, no presente estado da cartografia, de serem individualizados. Dois exemplos de granitos do tipo S ocorrem na região compreendida entre a Zona de Cisalhamento Dúctil de Senador Pompeu e a Zona de Cisalhamento Dúctil de Orós: trata-se dos muscovita granitos de Senador Pompeu e de Banabuiú, respectivamente. De outro lado, o nível crustal atualmente exposto no Domínio Ceará Central é muito profundo e grande parte dos granitos do tipo S gerados nas zonas de intensa fusão crustal (tipo leucogranitos himalaianos) provavelmente foi eliminada há tempo pela erosão quando da volta da crosta à sua espessura normal. Em conseqüência, grande parte dos granitos sin fase tangencial ainda não foi devidamente estudada.

Quanto aos granitos controlados pelas megazonas de transcorrência geradas ou reativadas posteriormente ao pico do metamorfismo, as datações disponíveis mostram que sua idade de alojamento e cristalização (U/Pb) se situa em torno de 590 Ma (como é o caso, p.ex., dos granitos de Quixeramobim, Quixadá e Senador Pompeu, Nogueira, 2004).

Os granitos pós-colisionais, correspondentes ao magmatismo associado ao desmantelamento da cadeia brasileira, estão bem representados no Ceará Central pelos complexos anelares (Tauá e Taparuaba p. ex) associados a enxames de diques ácidos a intermediários (enxames de Tauá e Independência) e por *stocks* graníticos do tipo Serra da Barriga, São Paulo, Reriutaba, Mucambo e Meruoca. Apesar de localizados no Domínio Noroeste Ceará, os últimos granitos foram intrudidos quando os domínios Ceará Central e Noroeste do Ceará já haviam sido suturados e passavam por evolução conjunta.

As datações Rb-Sr e U-Pb disponíveis para estes corpos variam entre 550 e 520 Ma (Fetter, 1999; Matos *et al.*, 2003), já na transição do Proterozóico para o Paleozóico.

A localização destes corpos nas margens das grandes zonas de cisalhamento (Tauá, Lineamento Transbrasiliano) ou de falhas (Falha do Rio Groaíras) mostra que seu alojamento está relacionado ao final da atividade das mesmas, já em condições crustais mais rasas.

Paleozóico

Como vimos acima, os últimos granitos relacionados com a orogênese brasileira datam do Cambriano médio (Granito da Serra da Barriga, $522 \pm 7,6$ Ma pelo método U-Pb em monazita, Matos *et al.*, 2003).

A movimentação das megazonas de cisalhamento se prolonga, em condições frágeis, provavelmente até o fim do Cambriano / início do Ordoviciano e, no caso do Lineamento Transbrasiliano, até o Devoniano (provavelmente de maneira descontínua). Ao final da história brasileira, formam-se pequenas bacias do tipo *pull-apart* controladas pela atividade tardia das transcorrências (bacias de Jaibaras, Cococi, etc., Parente *et al.*, 2004).

A Formação Serra Grande (Siluriano da base da Bacia do Parnaíba) se depositou sobre as unidades pré-cambrianas e cambro/ordovicianas, fechando esta parte da história do Domínio Ceará Central.

No Meso-Cenozóico verifica-se a ocorrência de vulcanismo básico representado na região por enxames de diques lineares ENE-WSW, de comprimento variando de 1 a 5 km e espessura não determinada, e composição que varia de micro-gabro a basalto.

3. ESTRATIGRAFIA

A seqüência estratigráfica a seguir apresentada, tem por base a correlação de rochas das diferentes Folhas usando-se colunas estratigráficas já conhecidas em cada região, bem como a análise estrutural e petrológica definida por trabalhos de campo. As correlações estratigráficas foram pautadas, essencialmente, em três conceitos:

- (a) tempo ou idade das rochas (cronoestratigrafia) e,
- (b) continuidade lateral das mesmas rochas ou conjuntos de rochas (litoestratigrafia).
- (c) a análise estrutural e petrológica.

Desta forma foi possível construir o quadro sinóptico a seguir mostrado e subsequentemente descrito.

3.1 Complexo Cruzeta – *Apcz*

Este termo foi utilizado por Cavalcante et al (2003), em substituição ao termo Complexo Pedra Branca usado para caracterizar a associação polimetamórfica (Gomes et al, 1983) de formato elipsoidal, cujo eixo maior, na opinião destes autores, estende-se desde as proximidades de Tauá ao distrito de Ibuáçu, 30km a oeste da cidade de Madalena. Está presente nas três folhas.

Na Folha Quixeramobim, faz contato com a Complexo Acopiara por meio da zona de cisalhamento Senador Pompeu. O contato entre o Complexo Cruzeta e o Complexo Ceará é representado por um cisalhamento de baixo ângulo, marcado por um pacote pouco expressivo de blastomilonitos (Arthaud, 1984).

Na porção norte da Folha Itatira, o contato com a Sub-unidade Guia do Complexo Ceará é tectônico, suavemente ondulado, marcado por uma intensificação da deformação levando à formação de milonitos retromórficos.

Litologicamente é constituído, nas folhas Itatira e Boa Viagem, por gnaisses migmatíticos apresentando bandamento complexo, alternando níveis de composição variável, com predomínio de componentes granodioríticos sobre os componentes tonalíticos e graníticos (Figura 3.1a). São freqüentes intercalações boudinadas de rochas máficas e ultramáficas que representam restos dilacerados de complexos acamadados (Figura 3.1b). Também são comuns mobilizados de composição quartzo-feldspática, pegmatíticos ou não, intercalados na foliação. Em certos afloramentos, estes mobilizados representam mais de 50% das rochas expostas.

Nas Folhas Boa Viagem e Itatira rochas metassedimentares são raras e ocorrem geralmente na forma de formações bandadas ferríferas associadas a anfíbolitos e turmalinitos. As relações entre as rochas supracrustais e as rochas metaplutônicas não foi determinada de maneira inequívoca em conseqüência do alto grau de deformação.

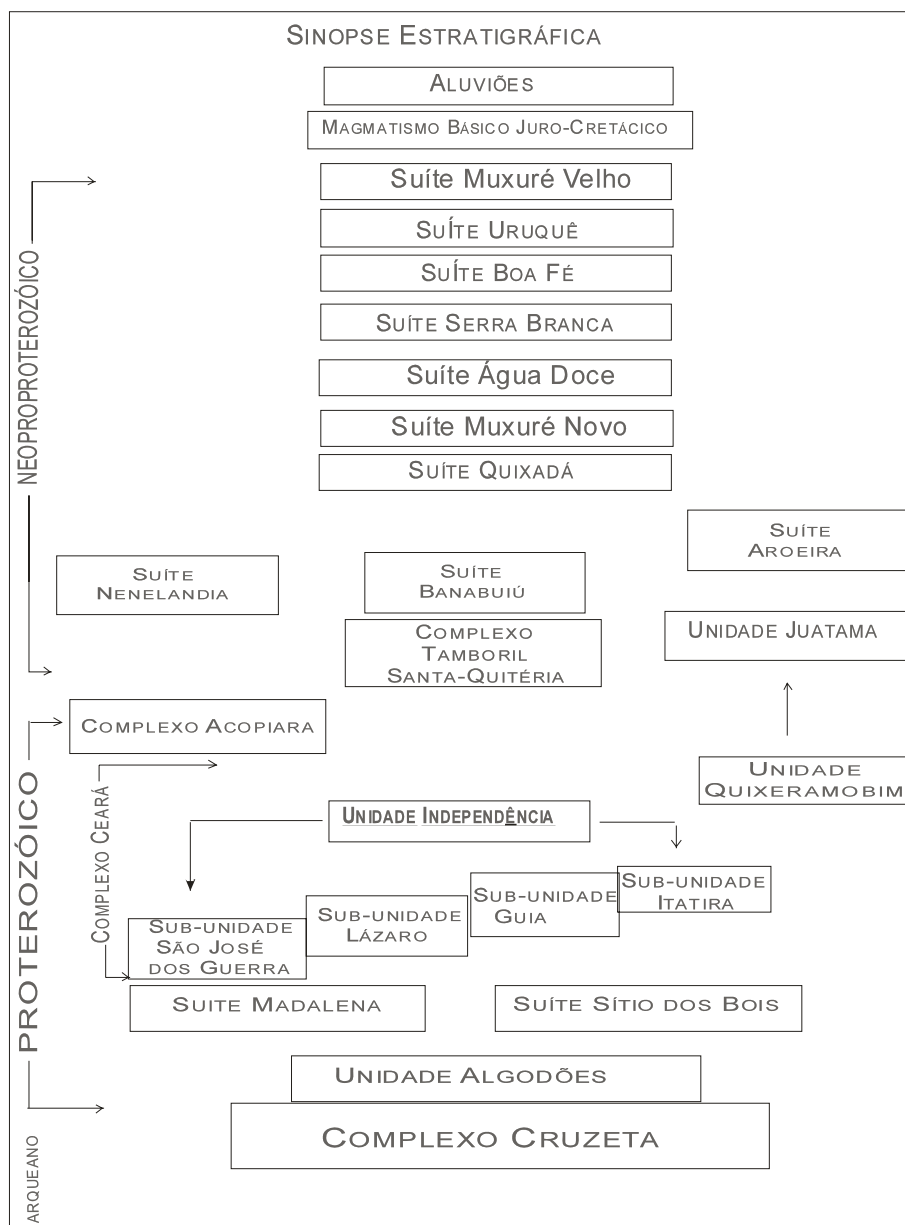


Figura 3.1: Gnaisses bandados do Complexo Cruzeta (a - 426966/9440982) e boudins de rochas ultrabásicas intercalados nos gnaisses (b - estrada Boa Viagem Pedra Branca).

Na Folha Quixeramobim, o Complexo Cruzeta é caracterizado por um pacote expressivo e monótono de rochas metassedimentares psamíticas variavelmente metamorfasadas na fácies anfibolito, alcançando a fusão parcial. De maneira geral são metatexitos bandados (biotita-gnaisses e hornblenda-biotita-gnaisses ambos para-derivados), e migmatitos heterogêneos e nebulíticos. O neossoma é, em geral, de granulação grossa (pegmatítica), o mesmo ocorrendo com os núcleos nebulíticos. Meta-hornblenditos e para-anfibolitos, que podem ocorrer em um mesmo corpo, formações ferríferas bandadas (fácies óxido e silicática), turmalinitos, quartzitos micáceos e gnaisses quartzo-feldspáticos são observados intercalados nesta seqüência.

Tabela 3.a: Idade modelo $T_{(DM)}$ de algumas rochas do Complexo Cruzeta

Ponto	Long UTM	Lat UTM	Unidade	Litologia	Id Modelo	Autor
PRC 1015	421646	9412278	Cruzeta	Granodiorito	2,32	Arthaud
BRCE95-54	421179	9436950	Cruzeta	MetatonalITO	2,33	Fetter, A
PRC 960	413619	9431865	Cruzeta	Metatonalito	2,35	Arthaud
NCC44B	444000	9468300	Cruzeta	Hnb Bt ortogn	2,36	Castro N.
PRC92	442958	9470834	Cruzeta	Metatonalito	2,41	Santos A.
PRC 1025	396512	9410375	Cruzeta	Granito porf.	2,45	Arthaud
PRC 1027	410706	9423130	Cruzeta	Metagabro	2,46	Arthaud
BRCE95-64	410635	9423027	Cruzeta	Gabro	2,50	Fetter, A
BRCE96-57	399649	9398508	Cruzeta	Metatonalito	2,69	Fetter, A
PRC 1013	422733	9427150	Cruzeta	Metatonalito	2,78	Arthaud
BRCE94-50	407126	9399778	Cruzeta	Metariolito	2,81	Fetter, A
BRCE94-51	426553	9392463	Cruzeta	Metatonalito	2,92	Fetter, A
PRC 1019	391666	9399524	Cruzeta	Gnaisse band	2,97	Arthaud
PRC 1026	409020	9419924	Cruzeta	gnaisse	3,16	Arthaud

Tabela 3.b: Idade U-Pb de algumas rochas do Complexo Cruzeta (*: SHRIMP)

Ponto	Long UTM	Lat UTM	Unidade	Litologia	Id U-Pb	Autor
BRCE94-50	407126	9399778	Cruzeta	Metarioli	2,78	Fetter, A
BRCE94-51	426553	9392463	Cruzeta	MetatonalITO	2,77	Fetter, A
BRCE96-57	399649	9398508	Cruzeta	MetatonalITO	2,88	Fetter, A
REFO_09	412703	9425479	Cruzeta	Metatonalito	3,27*	CPRM/GIS
NCC301	440000	9453000	Cruzeta	Ortognaisse	2,14	Castro N.

As idades modelo $T_{(DM)}$ das rochas do Complexo Cruzeta variam de 2,3 a 3,2 Ga (Tabela 3.a), indicando uma forte influência arqueana com contribuição de crosta paleoproterozóica.

As idades U-Pb obtidas neste Complexo (Tabela 3.b) indicam a existência de núcleos neoarqueano (a idade obtida pelo método SHRIMP, atípica, precisa ser melhor interpretada uma vez que não existem outros exemplos de rochas com idades tão antigas no Ceará Central). Analisando estes dados juntamente com as idades modelo $T_{(DM)}$, fica clara a importância de um evento de acreção crustal paleoproterozóico.

3.2 Suite Madalena - *PP2ma*

Trata-se de um conjunto batolítico de quartzo-dioritos rica em diques sin-plutônicos micro-dioríticos, intrusivo no Complexo Cruzeta (Figuras 3.2a, b e c).

Essas rochas apresentam deformação geralmente simples, monofásica, localizada e não exibem evidências de migmatização sugerindo que intrudiram o Complexo Cruzeta após a sua deformação principal e metamorfismo que deve ser anterior a 2,15/2,2 Ga, idades U-Pb obtidas na Suite Madalena por Castro (2004) (tabela 3. d). Outros corpos batolíticos intrusivos no Complexo, ainda não datados pelo método U-Pb, e que apresentam as mesmas características deformacionais e metamórficas e com idades modelo semelhantes (em torno de 2,35 Ga, Tabela 3. c) devem fazer parte do mesmo contexto magmático.

Tabela 3.c: Idades modelo T(DM) de algumas rochas da Suíte Madalena.

Ponto	Long UTM	Lat UTM	Unidade	Litologia	Id Modelo	Autor
NCC160B	434200	9456800	Madalena	Hnb Bt Ortogn	2,39	Castro N.
NCC292	434200	9456800	Madalena	Metatonalito	2,38	Castro N.



Figura 3.2: Relações entre os metatonalitos e os diques sinplutônicos (a e b – 431022/9457384); aspecto de detalhe dos metatonalitos (observar a presença de enclaves máficos) (c – 435251/9461182).

3.3 Unidade Algodões – PP2a1

Esta unidade bordeja o Complexo Cruzeta. Pode representar a cobertura paleoproterozóica do complexo ou corresponder a uma unidade alóctone envolvida na tectônica tangencial brasileira.

É formada por rochas supracrustais que não exibem migmatização e apresentam geralmente foliações sub-horizontais e deformação simples monofásica.

Predominam alternâncias de anfibolitos e leucognaisses finos (metatufos) (Figura 3.3a), metagrauvascas (Figura 3.3b), metarcósios, raros metapelitos (com ou sem grafita e cianita), quartzitos micáceos ou não. Próximo ao topo desta seqüência é comum encontrar pacotes de mais de cem metros de espessuras de rochas metavulcânicas félsicas que correspondem a derrames riolíticos (Figuras 3.4a e 3.4b). Na entrada da cidade de Madalena (folha Itatira) aflora uma estreita faixa de formação bandada manganêsífera.

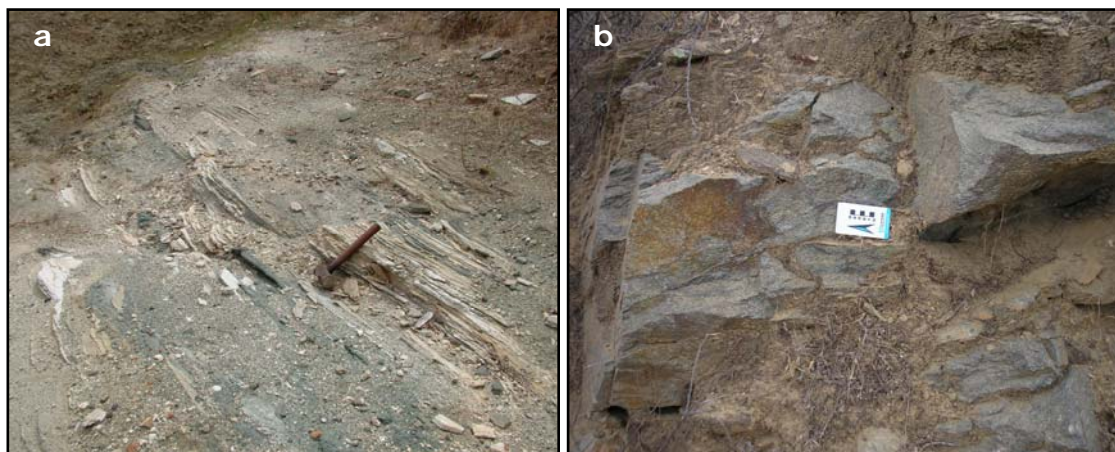


Figura 3.3: Alternância de leucognaisses e anfibolitos típica da Unidade Algodões (a - 456769/9423064) e metagrauvascas (b - 406009/9438012).

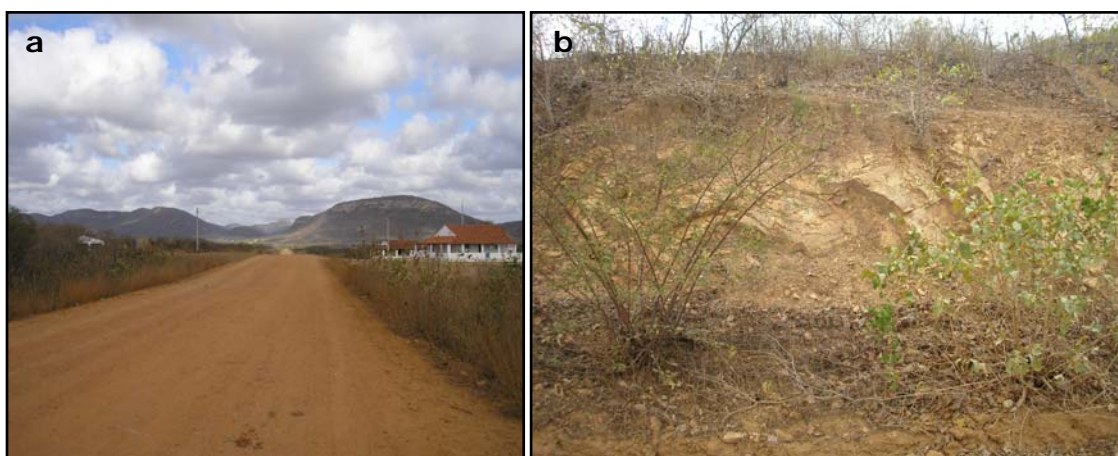


Figura 3.4: Elevações formadas pelos metariolitos, cortados pela estrada Boa Viagem - Monsenhor Tabosa (a) e afloramento dos mesmos (b - 405870/9438198).



Merece destaque um tipo litológico peculiar encontrada em vários afloramentos distantes, nas folhas Itatira e Boa Viagem: trata-se de um anfibolito com granadas centimétricas, portador de calcita, interpretado como rocha calcissilicática (Figura 3.5)

Figura 3.5: Rocha calcissilicática rica em granadas Unidade Algodões encontrada nos pontos de coordenadas.

Excetuando uma amostra de metariolito que forneceu uma idade $T_{(DM)}$ de 2,00 Ga, as demais apresentam valores semelhantes às da Suíte Madalena (Tabela 3.e).

Tabela 3.e: Idades modelo $T_{(DM)}$ de algumas rochas da Unidade Algodões.

Ponto	Long UTM	Lat UTM	Unidade	Litologia	Id Sm-Nd	Autor
PRC 04 79	423888	9448005	Algodões	Metariolito	2,00	Arthaud
NCC055	426300	9458400	Algodões	Bt gnaiss	2,23	Castro N.
PRC80	406004	9438034	Algodões	Metatonalito	2,28	Santos A.
NCC172A	426200	9451600	Algodões	Msc Bt gnaiss	2,35	Castro N.
NCC147	437900	9465700	Algodões	Bt gnaiss	2,58	Castro N.
PRC 04 66	423888	9448005	Algodões	Metatonalito	2,76	Arthaud

Uma amostra de metariolito, coletada nas proximidades do afloramento da Figura 3.4b, datada pelo método SHRIMP em zircões, forneceu idade de 2,13 Ga (Castro, 2004) considerada pelo autor como idade de cristalização, o que sugere que essa unidade é mais recente que a Suíte Madalena. Duas observações parecem confortar essa hipótese:

- a Suíte Madalena é recortada por diques de anfibólitos e de leucognaisses finos muito semelhantes aos metariolitos descritos acima (Figuras 3.6a e b)
- num afloramento, foi observado um enriquecimento em granadas nos metatonalitos Madalena na proximidade de leucognaisses finos róseos idênticos aos da Unidade Algodões (Figuras 3.7a e b). Essa ocorrência de granadas nos metatonalitos não foi observada em nenhum outro afloramento, o que sugere que não se trata apenas de uma função do grau metamórfico atingido por essas rochas, mas de uma modificação do seu quimismo quando da intrusão dos metariolitos (metamorfismo de contato).

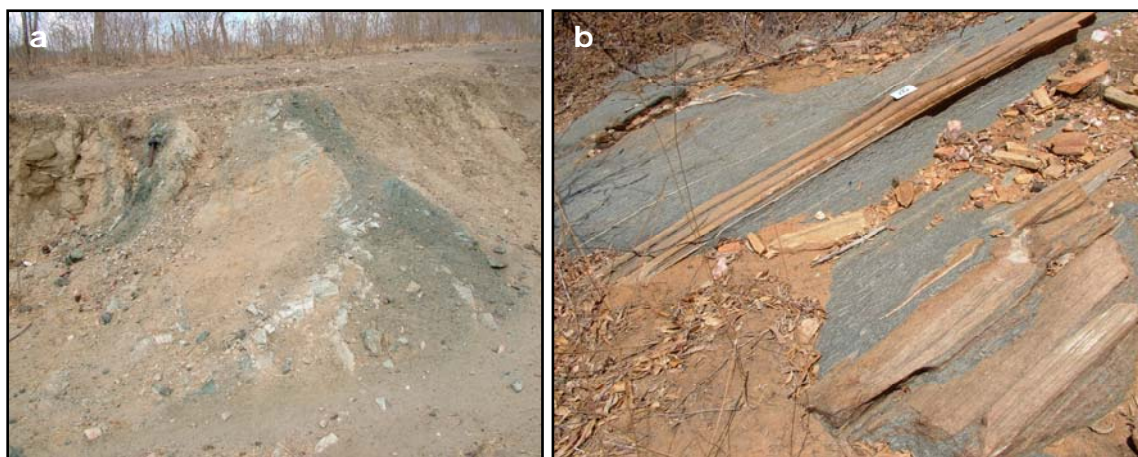


Figura 3.6: Diques de anfibólitos recortando os metatonalitos da Suíte Madalena (a - 433073/9466772) e diques de leucognaisses róseos finos recortando a mesma seqüência litológica (b - 426688/9456882).

3.4 Complexo Ceará - PRC

O Complexo Ceará inclui unidades lito-estratigráficas que se distribuem por todo o Domínio Central, e que apesar de similares são descontínuas e assim, de maneira informal, foram designadas conforme as localidades de suas ocorrências. Por causa da impossibilidade, baseado no nosso conhecimento atual, de se estabelecer uma subdivisão estratigráfica formal do Grupo, foi adotada a terminologia Complexo Ceará, seguindo a nomenclatura utilizada pela CPRM no mais recente Mapa Geológico do Ceará - escala 1:500.000 (Cavalcante et al., 2003).

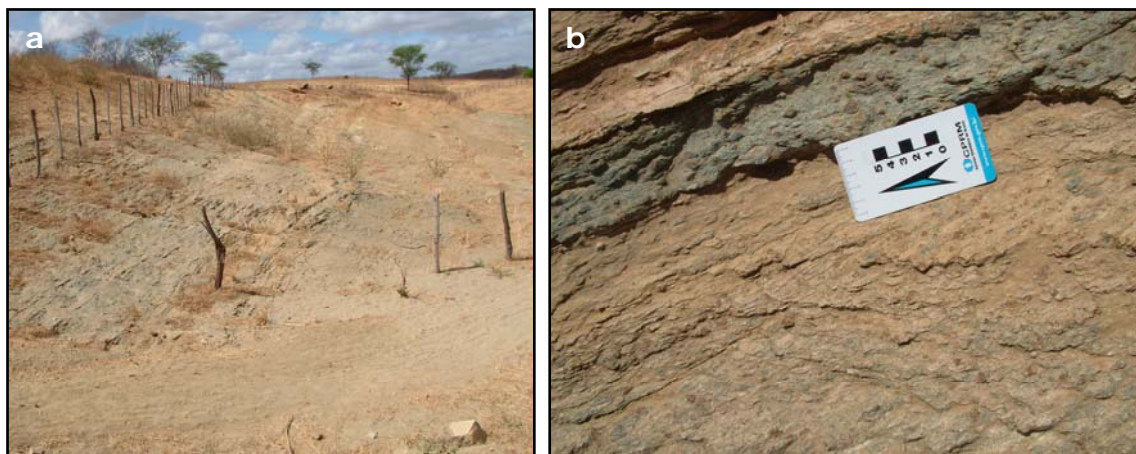


Figura 3.7: Vista geral do afloramento de metatonalitos com granadas (os metariorolitos, que não aparecem na foto, afloram a esquerda) (a) e detalhe mostrando granadas de mais de um centímetro nos metatonalitos e anfibolitos intercalados (b - 432457/9468750).

Dentre as Unidades que compõem o Complexo Ceará destaca-se a Unidade Independência, que apesar de certa homogeneidade foi possível, neste trabalho, baseado em critérios estruturais (existência de pacotes miloníticos internos, discrepância entre as direções de transporte tectônico), metamórficos (tipo de aluminossilicato presente, condições P/T do pico do metamorfismo), litológicos e de descontinuidade espacial, individualizar, no Complexo Ceará - Unidade Independência, várias sub-unidades informais. Esta divisão tem um valor local e apenas mapeamentos futuros poderão mostrar se deve ser regionalizada. O empilhamento das unidades obedece a uma seqüência geométrica, sem conotação cronológica.

Complexo Ceara - Unidade Independência - Sub-unidade São José dos Guerra - (PRcisjg)



Figura 3.8: Migmatitos bandados da Sub-unidade São José dos Guerra.

Ocorre nas folhas Itatira e Boa Viagem onde corresponde à unidade basal da Unidade Independência. Na folha Boa Viagem, seu contato com a Unidade Algodões é marcado por milonitos retromórficos com granadas arredondadas e grande quantidade de muscovita recristalizada. Ainda próximo à base da unidade foi observado nível fino de quartzito e metapelitos de grau metamórfico mais elevado.

Na folha Itatira, o contato é marcado por quartzitos basais que apresentam um aspecto milonítico, com muscovitas recristalizadas.

Acima dessas associações litológicas, os metapelitos desaparecem e são substituídos por biotita gnaisses com raras granadas, sem aluminossilicatas e que apresentam um bandamento migmatítico característico constituído por bandas de um a dois centímetros de leucossoma intercaladas em bandas mais largas de paleossoma (migmatitos tipo *lit par lit*) (Figura 3.8). Trata-se provavelmente de metagrauvacas.

Litologicamente é muito diferente das demais unidades do Complexo Ceará. Os argumentos a favor da sua inclusão são de duas naturezas:

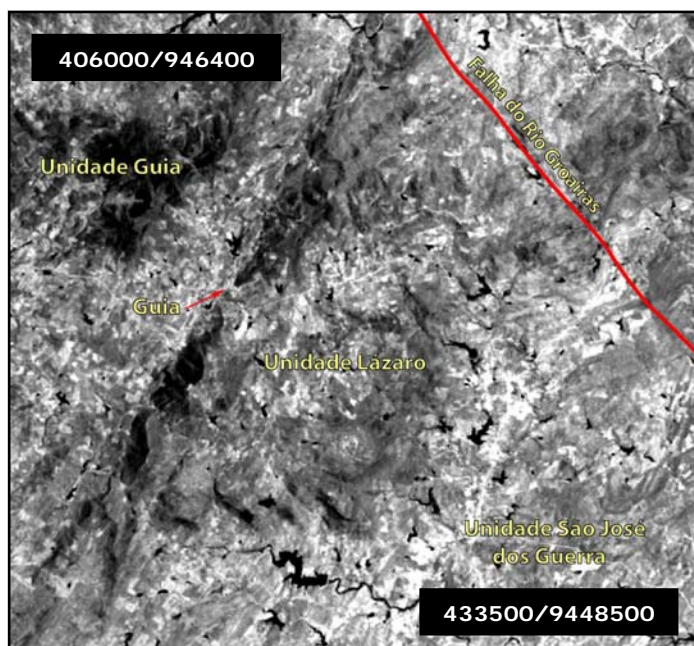
- estrutural: além de existir um contato tectônico entre esta unidade e as rochas da Unidade Algodões, as suas lineações de estiramento são paralelas às das unidades superiores enquanto que as da Unidade Algodões são NE-SW.
- metamórfico: os gnaisses da Unidade São José dos Guerra apresentam-se migmatíticas, o que não é o caso das associações litológicas da Unidade Algodões, o que indica uma importante quebra de metamorfismo.

Existe apenas uma idade modelo, paleoproterozóica, em biotita gnaisses da Sub- unidade São José dos Guerra (Tabela 3.f).

Tabela 3.f: Idade modelo $T_{(DM)}$ Sm-Nd dos biotita gnaisses migmatíticos da Sub-unidade São José dos Guerra.

Ponto	Long UTM	Lat UTM	Unidade	Litologia	Id Modelo	Autor
PRC 04 68	417785	9451303	SJ Guerra	Bt gnaisse	2,34	Arthaud

Complexo Ceara - Unidade Independência – Sub-unidade Lázaro - *PRCil*



Trata-se de uma escama compreendida entre as sub-unidades São José dos Guerra e Guia, com as quais apresenta contato tectônico (Figura 3.9). É constituída essencialmente por gnaisses finos com muscovita, pouca biotita e cianita (Figura 3.10a) e por biotita gnaisses (Figura 3.10b), ambos migmatíticos. Esses gnaisses, muito homogêneos, parecem ser os resultados da deformação e metamorfismo de um granito de tipo S.

Figura 3.9: A Sub-unidade Lázaro (Imagem Landsat 7, banda5)



Figura 3.10: Gnaisses migmatíticos da Sub-unidade Lázaro: a) leucogneisses com muscovita, granada e raras cianitas; b) biotita gnaisses.



Figura 3.11: Ortognaisses tonalíticos.

Em volume menor aflora uma faixa de rochas de composição tonalítica (Figura 3.11) também intensamente mobilizada. Das cinco idades modelo $T_{(DM)}$ disponíveis para a sub-unidade Lázaro (Tabela 3.g), quatro são arqueanas e uma paleoproterozóica.

A datação U-Pb das monazitas dos leucognaisses muscovíticos forneceu uma idade de metamorfismo de 605 Ma (Arthaud, inédito).

É possível interpretar esses dados considerando que os gnaisses biotíticos e muscovíticos

são produtos da anatexia brasileira de metapelitos e grauvacas com idades modelo elevada (trata-se provavelmente de rochas pertencentes ao próprio Complexo Ceará) e que os gnaisses tonalíticos correspondem a intrusões sinmetamórficas.

Tabela 3.g: Idades modelo $T_{(DM)}$ das rochas da Sub-unidade Lázaro (Castro N. 2004; Arthaud M., dado inédito).

Ponto	Long UTM	Lat UTM	Unidade	Litologia	Id Modelo	Autor
NCC291B	415100	9457800	Lázaro	Titanita	2,81	Castro N.
NCC301A	413700	9453000	Lázaro	Hnb Bt Ortogn	2,06	Castro N.
NCC304	413700	9457200	Lázaro	Epidoto B	2,60	Castro N.
NCC306	412100	9456900	Lázaro	Bt Msc gnaisse	3,06	Castro N.
PRC 04 70	415085	9457833	Lázaro	Migmatito	2,63	Arthaud

Complexo Ceara- Unidade Independência – Sub-unidade Guia (*PRcig*)

Está localizada acima da Sub-unidade São José dos Guerra da qual é separada por um contato tectônico. Metapelitos (Figura 3.12) predominam na forma de biotita gnaisses \pm muscovita \pm granada \pm aluminosilicata (cianita, sillimanita ou ambas) (Figura 3.12a). É comum, nesses gnaisses, a presença de rutilo. O grau de migmatização é variável e é geralmente mínimo nas rochas portadoras de cianita (Figura 3.12b).

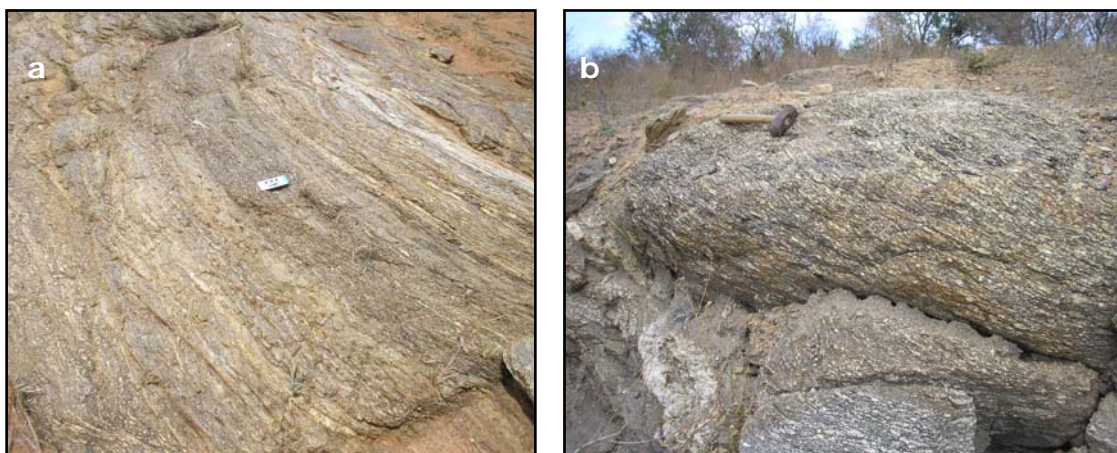


Figura 3.12: Metapelitos mostrando: (a) uma alternância composicional primária (S_0) sublinhada por níveis enriquecidos em muscovita ou em granadas e (b) um migmatização incipiente.

Quartzitos, às vezes micáceos, são representados por barras contínuas formando cristas elevadas. São geralmente pouco espessos (Figuras 3.13a e b).

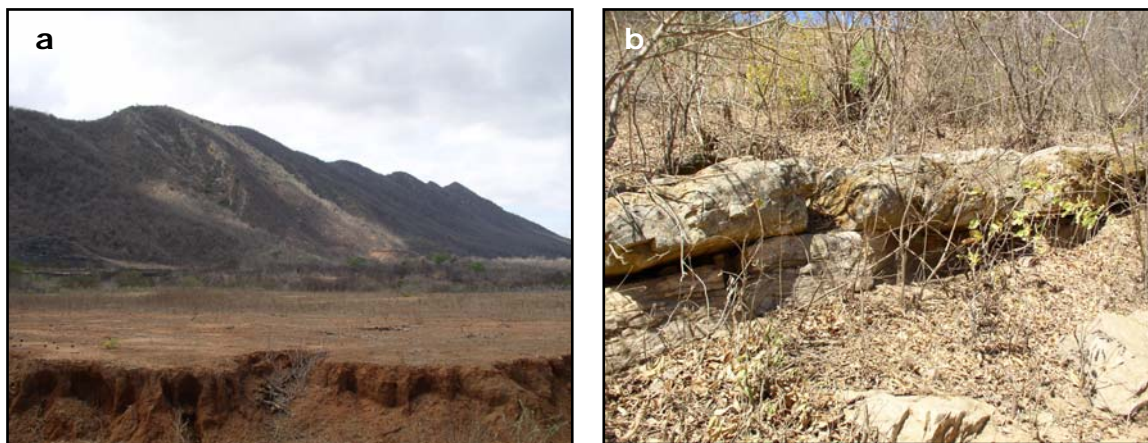


Figura 3.13: Aspectos das barras de quartzito da Sub-unidade Guia (Serra do) (a) e de um afloramento de quartzito micáceo (b).

Várias lentes de mármore, de extensões e larguras variáveis, concordantes com a foliação regional, estão intercaladas na seqüência pelítica, geralmente próximas aos quartzitos. As maiores apresentam uma carstificação notável (Figuras 3.14a e b)



Figura 3.14: Afloramento de mármore da Sub-unidade Guia(a) e entrada da gruta “Casa de Pedras” (b). (422062/9475630).

Intercalações de anfibolitos, frequentemente associadas a rochas calcissilicáticas, são comuns e devem ser destacados anfibolitos extremamente ricos em granadas (Figura 3.15), interpretados como retroeclogitos derivados de sills ou derrames de basaltos (Castro, 2004; Garcia et al, 2006).



Figura 3.15: Anfibolitos com granadas interpretados como retroeclogitos (409762/9475842).

As idades modelo Sm-Nd relativas a essa sub-unidade (Tabela 3.h) indicam, para a proveniência do material detrítico, um predomínio de fontes paleoproterozóicas a arqueanas com contribuição de material mais novo resultando, em uma amostra, num $T_{(DM)}$ mesoproterozóico.

Tabela 3.h: Idades modelo $T_{(DM)}$ de algumas rochas da Sub-unidade Guia.

Ponto	Long UTM	Lat UTM	Unidade	Litologia	Id Modelo	Autor
PRC78	394657	9446510	Guia	Mármore	3,40	Santos A.
PRC 04 77	396689	9440172	Guia		2,52	Arthaud
PRC 267	396689	9440172	Guia	ortognaisse	2,27	Arthaud
PRC79	398451	9442962	Guia	Paragnaisse	2,13	Santos A.
PRC 417	396686	9446173	Guia	Bt Gnaisse	1,93	Arthaud
PRC 04 76	396686	9446173	Guia	Bt Gnaisse	1,91	Arthaud
PRC 339	391829	9430493	Guia	Calcissilicato	1,79	Arthaud
PRC 04 55	391829	9430493	Guia	Bt Gnaisse	1,27	Arthaud

Complexo Ceara- Unidade Independência – Sub Unidade Itatira (*PRciit*)

É também conhecida como Nappe de Itatira. O seu contato com a sub-unidade Guia é feito através de uma sola milonítica essencialmente constituída por rochas clasto-miloníticas.

Composicionalmente é muito semelhante à Sub-unidade Guia da qual se diferencia, sobretudo, por uma maior expressividade dos carbonatos, tanto na forma de mármore como de rochas calcissilicáticas (Figura 3.16).

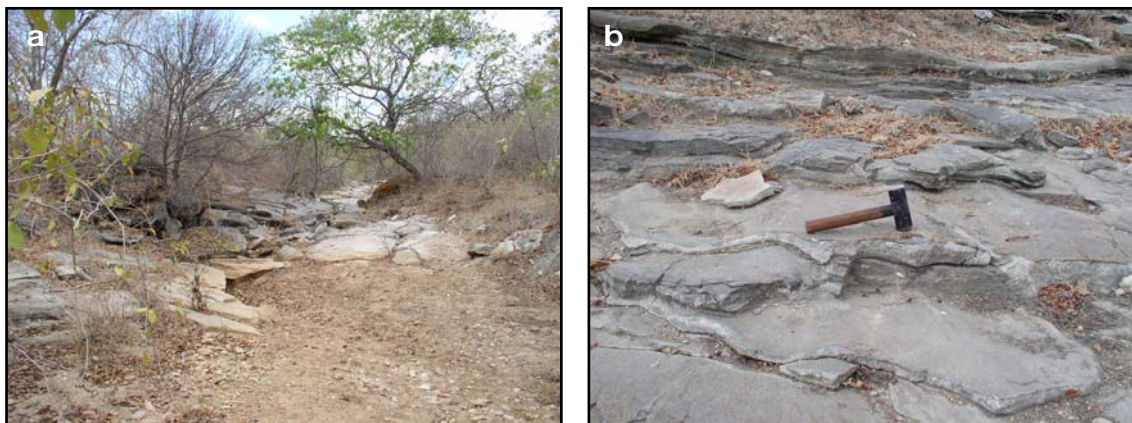


Figura 3.16: a) afloramento de mármore da Sub-unidade Itatira; b) intercalação de mármore e rochas calcissilicáticas.

A associação entre anfibolitos e rochas calcissilicáticas é comum.

Como na Sub-unidade Guia, a maior parte das idades modelo $T_{(DM)}$ obtidas em rochas da Sub-unidade Itatira atestam o predomínio do embasamento paleoproterozóico/arqueano no fornecimento do material detrítico, mas uma idade mesoproterozóica implica na existência de uma mistura com uma fonte de material mais recente.

Tabela 3.i: Idades modelo T(DM) de algumas rochas da Sub-unidade Itatira.

Ponto	Long UTM	Lat UTM	Unidade	Litologia	Id Modelo	Autor
PRC 1292	407816	9495146	Itatira	Anfibolito	3,53	Arthaud
NCC213	412200	9494000	Itatira	Gt Bt gnaïsse	2,27	Castro N.
PRC84	414627	9495790	Itatira	Mármore	2,23	Santos A.
PRC83	415192	9495458	Itatira	Mármore	2,22	Santos A.
NCC249	421100	9500000	Itatira	Gt Bt migmatito	2,17	Castro N.
P155A	411831	9494186	Itatira	Gnaïsse	2,09	Santos, A
PRC82B	411831	9494186	Itatira		2,09	Santos A.
PRC82A	411831	9494186	Itatira		2,00	Santos A.
P158	422746	9487722	Itatira	Gnaïsse	1,78	Santos, A
PRC87	421562	9487722	Itatira		1,78	Santos A.
PRC 04 43	428774	9494769	Itatira	Bt gnaïsse	1,49	Arthaud

Complexo Ceara - Unidade Quixeramobim (PRCq)

Góes e Fernandes (1992) deram a denominação de Unidade Quixeramobim para o pacote de rochas metassedimentares que ocorre nas adjacências da cidade de Quixeramobim. Nesta região esta seqüência está constituída principalmente por xistos, mármore e quantidades subordinadas de quartzitos e rochas calcissilicáticas.

A Unidade Quixeramobim se mostra essencialmente pelito-psamítica compreendendo biotita xistos, muscovita-biotita xistos, granada-biotita-xistos, granada-muscovita-biotita xistos e granada± sillimanita±cianita-muscovita-biotita xistos. Estes xistos, quando analisados microscopicamente, exibem microbandamento onde bandas constituídas essencialmente por plagioclásio, k-feldspato e quartzo mostram efeitos de fusão parcial sobre estas rochas.

Os quartzitos podem ser puros, sacaróides, ferruginosos ou micáceos com muscovita e biotita. Podem ocorrer semi-isotrópicos, com granulação fina a média, bandados e dobrados, exibindo às vezes alternância com material pelítico.

Localmente, observamos uma transição pelitos-psamitos, com os metapsamitos se mostrando com granulação fina, constituídos por metassiltitos com elevada proporção de quartzo. Sua natureza clástica fina e o caráter rítmico de sua deposição sugerem uma origem a partir de sedimentos turbidíticos.

Os mármore calcíticos ou dolomíticos ocorrem ao longo de todo o domínio como corpos lenticulares com espessura máxima de 15 m, podendo repetir-se e, no conjunto, compor faixas de até 30m de largura. Esses mármore apresentam paragênese com calcita + dolomita + opacos. Tipos mais puros podem ocorrer com até 95% de calcita.

As rochas calcissilicáticas ocorrem como tipos finos e isotrópicos ou finos laminados ou grossos, isotrópicos de textura porfiroblástica. A fácies fina aflora na forma de lajes com dimensões médias de 0,3 x 3,0 m, com textura semi-isotrópica, cor cinza escura a esverdeada, composta essencialmente por anfibólios. Suas características de campo sugerem uma origem a partir de metamorfismo de rochas sedimentares. Outras ocorrências no âmbito dessas rochas calcissilicáticas

apresentam coloração verde, bandadas com leitões maciços alternados com bandas onde se desenvolvem prismas de tremolitas.

Apesar da descontinuidade geográfica com as unidades do Complexo Ceará das folhas Boa Viagem e Itatira, as semelhanças sugerem que a Unidade Quixeramobim pertence ao mesmo Complexo.

Unidade Juatama *NPcj*

Corresponde a um grande cinturão de rochas migmatíticas (diatexitos e metatexitos) encontrado em torno dos batólitos de Quixeramobim e Quixadá, sendo que os metassedimentos da Unidade Quixeramobim representam os protólitos dessa unidade.

Idade do Complexo Ceará

A idade de deposição dos sedimentos desse complexo é, de certa forma, polêmica. No mais recente mapa geológico do Ceará na escala de 1:500.000 (Cavalcante et al., 2003), ela foi considerada como paleoproterozóica. Idades modelos $T_{(DM)}$ obtidas recentemente (p. ex. Fetter, 1999, Castro, 2004) indicam que, apesar da principal fonte de suprimento de material detrítico ter sido o embasamento arqueano/paleoproterozóico, era necessário a contribuição de material mais novo para justificar a existência de várias idades mesoproterozóicas. Nas folhas mapeadas, a idade modelo mais nova é de 1,27 Ga, obtida em muscovita biotita gnaisses com granada e sillimanita da Unidade Guia (Tabela 3.h). Na sub-unidade Itatira foi também obtida uma idade modelo mesoproterozóica (1,49 Ga; Tabela 3.i). Essas idades representam a idade máxima para deposição das seqüências sedimentares plataformais

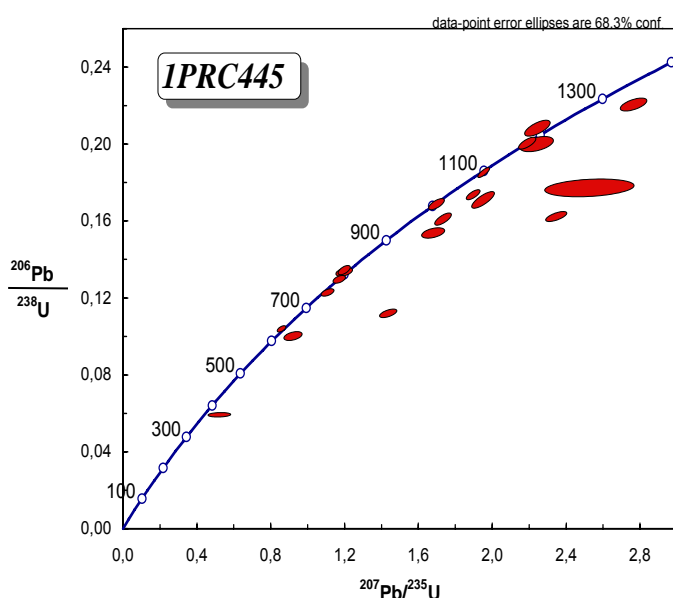


Figura 3.17: Concordia dos zircões detríticos da amostra PRC455 corrigida para ^{204}Pb implicando uma deposição dos sedimentos em torno de 640 Ma (Arthaud, inédito).

Para tentar solucionar o problema, os zircões detríticos de uma amostra tirada no mesmo afloramento da amostra PRC 0455 (Sub-Unidade Guia) foram separados e datados pelo método SHRIMP U-Pb. Os resultados obtidos (Figura 3.17) mostram a existência de duas populações de zircões de idade neoproterozóica, com valores em torno de 0,65 e 0,75/0,80 Ga. Independentemente da natureza dos protólitos portadores desses zircões, os dados implicam que a deposição dos sedimentos do Complexo Ceará se estendeu até o final do Neoproterozóico.

3. 5 Complexo Acopiara (*PRACP*)

Esta denominação é dada para a associação litológica que ocorre a leste da zona de cisalhamento Senador Pompeu e a oeste da zona de cisalhamento Orós, na região central do Estado do Ceará.

Corresponde parcialmente ao Complexo Nordestino de Gomes et al (1981) e Rochas sem Denominação de Cavalcante et al (1983). Ela foi usada por Cavalcante et al. (2003) para definir uma seqüência rochosa que ocorre na porção sudeste da folha Quixeramobim, composta principalmente por metatexitos com estrutura gnáissica, cujos leucossomas exibem composição tonalítica, granodiorítica e granítica, alguns deles com granada, e paleossomas cujas composições variam de biotita xistos a para-anfibolitos. São freqüentes as lentes de anfibolitos e meta-hornblenditos. Cordões sinuosos de rochas metassedimentares (Unidade Orós), pouco ou nada migmatizados, apresentam-se preservados neste substrato. São também abundantes os leucogranitos finos com biotita e, ocasionalmente, com muscovita, de cor cinza, resultantes da anatexia parcial do pacote supracrustal fonte.

Os raros afloramentos exibem rochas que se estendem, preferencialmente, segundo a direção N-S com mergulhos variáveis, mas inferiores a 60° para leste. Localmente, podem exibir direção nordeste-sudoeste com mergulhos para sudeste. Os mergulhos crescem em direção à zona de cisalhamento Senador Pompeu com os mais acentuados (maiores que 60°) encontrados próximos ao lineamento. Zonas de cisalhamentos dúcteis menores são evidenciadas por verticalizações locais da foliação.

Na região em questão, diagramas isocrônicos Rb-Sr (Brito Neves, 1975, in Torquato et al, 1989) indicam idades de cerca de 2020+130Ma, com $R0 = 0,707 \pm 0,004$. Isto sugere que o evento Transamazônico teve forte influência na formação desta Unidade. É, entretanto, necessário um estudo geocronológico detalhado para mostrar se o Complexo Acopiara pode ser incluída no Complexo Ceará ou se representa uma seqüência mais antiga (paleoproterozóica).

3.6 Complexo Tamboril Santa Quitéria (NP3rTs)

É um complexo anatético/ígneo onde uma seqüência de rochas em parte supracrustais sofreu uma intensa fusão (Figura 3.18), preservando apenas restos de rochas calcissilicáticas e anfibolitos (provavelmente derivados de basaltos) na forma de mega-encraves. Um intenso magmatismo sin-anatético, caracterizado por magmas de composição tonalítica a granodiorítica, é representado por veios, lâminas ou plutons.



Figura 3.18: Aspectos dos migmatitos do Complexo Tamboril-Santa Quitéria

Esse complexo foi inicialmente interpretado por Caby e Arthaud (1986) como uma unidade alóctone constituída por rochas anatéticas resultando do retrabalhamento de um embasamento

possivelmente arqueano. É, na realidade, de idade neoproterozóica, como mostram várias idades modelo Sm-Nd e todas as idades U-Pb em zircões obtidas, no Ceará Central, por Fetter (1999) e Castro (2004). Na folha Itatira, as idades modelo $T_{(DM)}$ existentes variam entre o Paleo e o Mesoproterozóico indicando mistura de protólitos antigos, provavelmente arqueanos/paleoproterozóicos, e jovens, provavelmente neoproterozóicos.

Tabela 3.j: Idades modelo de algumas rochas do Complexo Tamboril-Santa Quitéria.

Ponto	Long UTM	Lat UTM	Unidade	Litologia	Id Modelo	Autor
	396200	9489300	TSQ	Hnb Bt metatexito	1,75	Castro N.
P60	396535	9491174	TSQ	Anfibolio	1,65	Santos T.
NCC083	391300	9471600	TSQ	Bt metatexito	1,69	Castro N.
NCC197	391700	9497800	TSQ	Bt diatexito	1,25	Castro N.
NCC200B	390200	9500600	TSQ	Bt diatexito	1,38	Castro N.
PRC 04 73	397022	9462908	TSQ	Granito	1,51	Arthaud

A hipótese de Fetter et al. (2003), que interpretam este complexo como resultando da evolução, durante a colisão brasileira, de um arco magmático continental, deve ser correta.

3.7 Granitos Brasileiros – Magmatismo Sertão Central

Almeida *et al* (2003), agruparam a granitogênese regional dominante no âmbito da Folha Quixeramobim, sob a designação de Magmatismo Sertão Central. Esta unidade compreende, além do Complexo Granítico Quixadá – Quixeramobim (composto pelos batólitos Quixeramobim, Senador Pompeu e Quixadá), os batólitos Banabuiú, os “stocks” Serra Azul, Milhã, Solonópole e São José do Solonópole e ainda o Provincia Pegmatítica Solonópole. São incluídos ainda os leucogranitóides associados aos migmatitos. No âmbito da Folha Quixeramobim, encontram-se os batólitos Quixeramobim, Senador Pompeu e Banabuiú, em parte, e o distrito pegmatítico Berilândia. Encontra-se, na porção setentrional da Folha Quixeramobim, a porção mais meridional do batólito Quixadá.

A Super suíte Rio Quixeramobim (NP3γrq)

Com a finalidade de organizar a terminologia adotada para as unidades litoestratigráficas que ocorrem na Folha Quixeramobim, algumas delas com o mesmo nome, algumas modificações são aqui propostas:

A designação “Rio Quixeramobim” é, de agora em diante, usada em substituição ao termo Quixeramobim, até então usada para definir o batólito que se exhibe com cerca de 1600 Km² de área aflorante, situado na porção central da Folha Quixeramobim, sendo constituído por seis grandes suítes: Muxuré Novo (NP3γrqmn), Muxuré Velho (NP3γrqmv), Água Doce (NP3γrqad), Serra Branca (NP3γrqsb), Uruque (NP3γrpu), Boa Fé (NP3γrqbf). Mobilizados Tardios e Uruquê Transicional Muxuré Novo são variações laterais das suítes Uruque e Muxuré Novo. As suítes Muxuré Novo, Serra Branca e Boa Fé são séries cálcio-alcálica de médio potássio, composta por

quartzo-dioritos, tonalitos, granodioritos (dominantes) e monzogranitos a biotita e anfibólio. Elas são diferenciadas por seu padrão textural porfirítico, com a Serra Branca apresentando fenocristais de feldspatos variando de 6 a 20cm; a Muxuré Novo com fenocristais variando de 6 a 2 cm e a Boa Fé exibindo fenocristais aproximadamente equidimensionais em torno de 2,5 cm. Os litotipos da suíte Água Doce constituem uma série cálcio-alcalina de baixo potássio, composta essencialmente por quartzo-dioritos e tonalitos de cor cinza azulado, granulação média, afiricos, contendo biotita e anfibólios como minerais máficos essenciais. A suite Uruquê está composta essencialmente por monzogranitos a biotita, leucocráticos, de cor cinza claro a cinza amarelado, granulação média a fina e afiricas. Juntamente com os enclaves microgranulares compõem uma suite cálcio-alcalina de médio potássio. A suite Muxuré Velho corresponde a uma série tonalítica de baixo potássio, cujos litotipos se apresentam nas formas de enclaves e diques sin-plutônicos, inclusos nas demais suites. São rochas de cor escura e de granulação fina, geralmente contendo xenocristais de feldspatos potássicos.

Os litotipos Rio Quixeramobim exibem teores de SiO₂ que variam de 51 a 73%, são essencialmente metaluminosos, ricos em álcalis, Sr, Ba e ETRL e pobres em ETRP, MgO e CaO. Seus teores em ETRL são de 2 a 3 vezes mais altos que os exibidos por suites cálcio-alcálicas normais.

A ocorrência universal de enclaves microgranulares e diques sin-plutônicos descontínuos, sugerem que o mecanismo de mistura de magmas foi de primordial importância na geração deste batólito.

A descrição petrográfica dos diferentes fácies e o resultado de análises químicas deste complexo granítico (tabela 2) segue em anexo. A tabela 4, anexa, apresenta as coordenadas geográficas de cada amostra com lâminas descritas do Batólito Rio Quixeramobim.

A Suíte Quixadá (NP3rq)

O batólito Quixadá, representado pela serra do Padre, adentra à Folha Quixeramobim na sua porção norte e se estende até as imediações da rodovia CE-021. Ele se mostra constituído por uma série monzonítica, composta por monzonitos (dominantes) e sienitos, todos porfiríticos, com megacristais de plagioclásio e feldspatos potássicos imersos em uma matriz de cor preta esverdeada, granulação média a grossa, composta essencialmente por anfibólios e biotita. Enclaves elipsoidais e diques sin-plutônicos de composição diorítica são abundantes. Sua forma diapírica é ressaltada pelas foliações internas que são paralelas aos contatos e às foliações externas, formando na sua porção norte, um "trend" circular, indicando um processo de balneamento.

Seus litotipos são essencialmente intermediários e metaluminosos, ricos em álcalis, MgO ($K_2O/MgO \approx 1$), CaO, Sr, Ba, e ETRL, caracterizando-os como uma suíte shoshonítica anorogênica. A ocorrência universal de enclaves microgranulares e diques sin-plutônicos descontínuos, sugere que o mecanismo de mistura de magmas foi de primordial importância na geração deste batólito. Em Quixadá parece não haver a participação de magmas crustais.

Os altos teores de Sr, Ba e ETRL, com anomalias de Eu ausentes e baixos teores de ETRP, sugerem que os magmas mantélicos são o resultado da fusão de um manto litosférico metassomatizado enriquecido em ETRL, controlada principalmente por hornblenda e flogopita. Os magmas potássicos leves, cujas fusões foram controladas por flogopitas, parecem ter sido os primeiros a invadirem a

crosta, seguidos e inundados imediatamente por magmas mais magnesianos, cujas fusões foram controladas principalmente por hornblenda (Almeida et al 1999).

A Suíte Banabuiú (NP3 γ bb)

Os leucogranitos tipo S que constituem a Suíte banabuiú afloram descontinuamente desde as imediações da cidade Banabuiú, que lhe empresta o nome, até as proximidades da cidade de Juatama formando um corpo de dimensões batolíticas com forma elipsoidal alongada, mas achatada nas extremidades. Corpos menores de igual composição e textura são observados inseridos no âmbito dos metatexitos do Complexo Acopiara. Somente sua porção oeste aflora na Folha Quixeramobim e aí se apresenta como uma rocha de cor branca a cinza-claro, granulação fina a média, com cristais equidimensionais, em sua maioria subedrais. Apesar do grande tamanho, este corpo se apresenta em lajedos de pequena expressão areal e topográfica, só raramente formando colinas alongadas. O baixo percentual de biotitas (único máfico presente), bem como sua distribuição homogênea, mas levemente orientadas, pelo menos nas porções mais distantes das bordas, conferem a esta um padrão textural grandemente homogêneo, o que lhe eleva à categoria de granito explotável do ponto de vista de rochas ornamentais.

Diques pegmatíticos de larguras de torno variáveis, desde poucos centímetros a métricos e de comprimentos variáveis, são encontrados intrudidos neste granito, principalmente na sua porção sul ao longo dos contatos com o Complexo Acopiara. Destaque-se que estes granitos, pelo menos superficialmente, apesar da aparência, são fortemente friáveis, com forte grau de alteração intempérica.

Enclaves surmicaceous de tamanhos variados são comuns. Eles são de cor escura, ricos em biotita, estrutura xistosa, muitas vezes com quantidades maiores de feldspatos e quartzo sugerindo sua origem a partir dos xistos regionais. Não foram observados enclaves microgranulares.

Suíte Nenelandia (NP3 γ nn)

A Suíte Nenelandia corresponde à uma série granítica crustal dominada por sienogranitos e monzogranitos a muscovita e biotita, rica em enclaves "surmicaceous" e fragmentos de rochas encaixantes alinhadas conforme o trend regional. Elas juntas constituem o batólito Nenelandia (antigo Senador Pompeu), um corpo de dimensões batolíticas (60Km x 15Km), porém totalmente arrasado, com afloramentos rasteiros e esparsos.

Em algumas porções a dominância das rochas encaixantes é tal que supõe-se ser este corpo bem menor, ou seja, constituído por corpos de pequena possança alternando com rochas encaixantes, cujo conjunto permite a configuração hoje desenhada nos mapas.

Na Folha Quixeramobim somente sua porção meridional aflora e aí observamos uma íntima associação de leucogranitóides com migmatitos sejam metatexíticos ou diatexíticos com os quais mostram-se em contato gradacional e exibem estruturas metamórficas reliquias. Estão representados por leucogranitóides compostos por biotita-muscovita-granitos e granada-biotita-muscovita granitos. Nestes tipos petrográficos as muscovitas são primárias e/ou derivadas da alteração de biotita. Cassiterita pode aparecer como mineral acessório de alguns desses granitóides.

Suíte Aroeiras (NP3_{jar})

Vários plutons graníticos tipos I e S mostram-se inseridos no Complexo Acopiara. Dentre os corpos do tipo I, destacam-se os plutons Aroeira, Timbaúba, Oriente e Riacho do Valentim. Eles se exibem em tamanho suficiente para ser cartografados e são encontrados respectivamente nas fazendas homônimas. A primeira, Aroeira que empresta o nome à suíte, está situada ao longo da estrada que liga a rodovia Juatama-Banabuiú à fazenda Boa Água. Os plutons Timbaúba e Oriente têm seu acesso pela estrada que margeia o riacho Quinim, chegando-se a eles, vindo do distrito de Belém pela estrada que margeia o referido riacho. O pluton Riacho do Valentim ocorre nas imediações da vila Berilandia.

Eles são corpos elípticos com seus eixos maiores alongados segundo a direção Norte-Sul, concordantes com a foliação, embora localmente esta possa ser cortada pelos contatos. De maneira geral, estão constituídos por rochas que se mostram leucocráticas, de cor cinza, cujas matrizes possuem granulação média a fina (3 mm) e exibem foliação de fluxo e/ou tectônica. Variam em composição desde dioritos equigranulares (enclaves microgranulares e diques sinplutônicos) a monzogranitos com dominância destes últimos, que são de coloração cinza, granulação média, comumente porfírticos, com megacristais que podem atingir até 5cm de comprimento, com aqueles de 3 cm sendo os mais abundantes. Estes megacristais são principalmente microclinas pertitzadas e estão mergulhados em matriz de granulação média a fina, composta por biotita, muscovita, quartzo, plagioclásio e microclina. Minerais opacos, zircão e apatita aparecem como minerais acessórios. São biotita-monzogranitos e eventualmente granodioritos, onde eventualmente anfibólio pode estar presente. Enclaves microgranulares elípticos, mesocráticos de composição quartzo-diorítica-tonalítica, são comuns. Suas dimensões são sempre inferiores a 1m. No diagrama QAP de Lameyre & Bowden (1982) constituem uma série de rochas cálcio-alcálicas de médio a alto potássio.

3.8 Vulcanismo Básico Ceará Mirim (JK1BC)

Esta unidade está representada na região por enxames de diques lineares de rochas básicas de direção predominante ENE-WSW, com comprimentos variando até 5km e espessuras não determinadas. Estes diques são caracterizados em campo, pelo alinhamento de blocos arredondados e normalmente intemperizados.

De modo geral, correspondem a micro-gabros ou basaltos de cor cinza escura, mesocráticas e compostas principalmente por laboradorita e augita, dispostas numa trama sub-ofítica, tendo como acessórios apatita e minerais opacos. Intercrescimentos granofíricos intersticiais são observados.

Este vulcanismo é provavelmente de idade Jurássica, similar àquele que ocorre no Rio Grande do Norte.

4. PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA

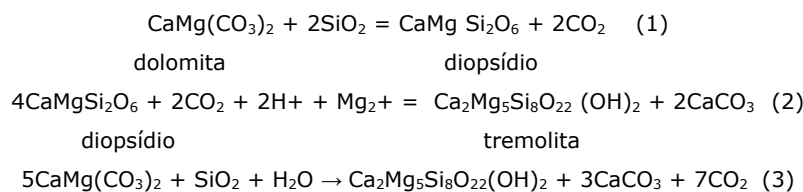
Em razão do seu potencial econômico, os aspectos petrográficos e geoquímicos dos mármore e das rochas básicas e ultrabásicas foram tratados como itens separados. As demais litologias foram descritas dentro do quadro das suas respectivas unidades estratigráficas.

4.1 Mármore

Petrografia

Os mármore das folhas Quixeramobim (Unidade Quixeramobim), Boa Viagem (Sub-unidade Guia) e Itatira (Sub-unidade Guia) são mineralogicamente semelhantes e variam de mármore relativamente puros a impuros. Os primeiros são constituídos por calcita (~55%) e dolomita (~43%), às vezes só calcita (~95%) como é o caso de alguns corpos da folha Itatira e os tipos impuros, além dos minerais carbonáticos assinalados, contêm diopsídio (até 15%), tremolita (até 5%), quartzo (até 2%), opacos (até 2%), talco (até 1%), flogopita (até 1%), grafita (até 1%) fosfatos (<1%). A Tabela 4.1 sintetiza as principais associações mineralógicas dos tipos petrográficos assinalados. Nos mármore puros ou quase puros a textura é granoblástica alotriomórfica e inequigranular. Os cristais de calcita e dolomita apresentam contatos irregulares ou suturados e tamanhos que variam de 1 a 5mm. Os cristais maiores, tanto de calcita que ocorrem geminados polissinteticamente, quanto de dolomita com maclas menos desenvolvidas, na maior parte dos casos, apresentam-se enuviados por microinclusões opacas (matéria orgânica e/ou óxido e/ou hidróxido de ferro?), deformados, marcados por encurvamento ou distorção das maclas, extinção ondulante, bandas de deformação, microfraturamentos, recristalização em subgrãos e mesmo cominuição nas bordas. Os cristais de carbonatos menores são resultados de recristalização ou cominuição e são em geral mais límpidos.

Nos tipos mais impuros, o diopsídio ocorre como grãos anédricos ou como porfiroblastos que se desenvolvem, sobretudo, na interface ou entre os grãos de carbonatos, sublinhando uma reação metamórfica completa de descarbonatação, após a consumação da sílica (reação 1). Alguns cristais de diopsídio mostram-se também deformados, com recristalização em subgrãos e parcialmente substituídos nas bordas por carbonato (calcita) e tremolita, provavelmente segundo a reação 2. Os cristais de tremolita ocorrem em forma de porfiroblastos (reação 3) e como produtos de alteração do diopsídio. Os cristais de quartzo são em geral microgranulares, anédricos, com extinção ondulante e recristalizados em subgrãos e ocorrem de maneira intersticial, entre os carbonatos. Entretanto, pode-se encontrar alguns cristais de quartzo neoformado, euédricos. Os opacos ocorrem em forma de grãos isolados disseminados pelos carbonatos, podendo tratar-se de sulfetos e/ou óxido de ferro. Talco e flogopita ocorrem em forma de pequenas lamelas dispersas nos mármore mais dolomíticos, enquanto grafita ocorre em hábito placoso lamear com contorno serrilhado junto aos carbonatos. O fosfato é raro e é representado por cristais de apatita límpida.



O desenvolvimento da reação (1) requer condições anidras ou quase anidras, incompatíveis para um ambiente supostamente hidrotermal. Na segunda reação (2), em que a tremolita é formada a partir do diopsídio é conhecida como reação de uralitização, o íon de Mg^{2+} pode ser oriundo da decomposição da dolomita. Na terceira reação envolve o consumo da sílica dispersa na rocha por ocasião do metamorfismo.

Tabela 4.1: Associação mineralógica dos principais tipos de mármore das folhas Quixeramobim, Boa Viagem e Itatira.

Unidade Liotestratigráfica	Amostra	Tipo Petrográfico	Associação Mineralógica
Unidade Quixeramobim	Cq-53	Mármore dolomítico	cc(~60%), dl (~35%), tr(2%), dp (1%), op (<1%)
	Cq-56a	Mármore dolomítico	cc(~55%), dl (~43%), tr(2%), dp (1%), tl (<1%), qz (<1%) op (<1%)
	Cq 60a	Mármore dolomítico	cc (~55%), dl (~43%), gf (~1%), fosf (<1%)
	Cq63	Mármore dolomítico	cc(~45%), dl (~35%), dp (~15%), tr (~5%)
Unidade Guia	Am34	Marmore dolomítico	cc (~50%), dl (~49%), fosf (<1%)
Unidade Guia	Am35	Mármore dolomítico	cc (~50%), dl (~43%), op (~4%), qz(<1%), tl (<1%)
Unidade Guia	Am36	Marmore calcítico	cc (~93%), dl (~3%), op (~2%), qz(<1%), gf (<1%), cl(<1%)
Unidade Guia	Am37	Marmore calcítico-dolomítico	cc (~75%), dl (~20%), tr (~3%), fg (<1%), qz (<1%), gf(<1%) ap (<1%)
Unidade Guia	Am20	Marmore dolomítico	cc (~40%), dl (~55%), dp (~2%), tr (~1%), tl (<1%), qz(<1%), tl(<1%), op(<1%)
Unidade Guia	Am21	Marmore dolomítico	cc (~50%), dl (~44%), dp (~3%), tr (~2%), op(<1%)
Unidade Guia	Am22	Mármore dolomítico	cc (~40%), dl (~55%), dp (~2%), tr (~1%), tl (<1%), qz(<1%)
Unidade Guia	Am23	Mármore dolomítico	cc (~45%), dl (~55%), dp (~2%), gf (~2%), tr (~1%), tl (<1%)
Unidade Guia	Am24	Mármore dolomítico	cc (~55%), dl (~40%), tr (~3%), gf (~1%) op(1%).

cc-calcita, dl-dolomita, dp-diopsídio, tr-tremolita, qz-quartzo, tl-talco, fosf-fosfato amorfo, op-sulfeto e/ou oxido ou hidróxido de ferro, gf-grafita, fg-flogopita, ap-apatita, cl-clorita.

Tratamento e interpretação dos resultados litogeoquímicos

Objetivando uma melhor compreensão dos tipos petrográficos mais representativos de cada folha analisou-se cerca de 14 amostras de rochas para elementos maiores, menores, traços e terras raras, assim distribuídas: 05 amostras dos mármore de Boa Viagem (Sub-unidade Guia) e de Quixeramobim (Unidade Quixeramobim) e 04 dos mármore da folha Itatira (Sub-unidade Guia).

As amostras foram analisadas no Acme Analytical Laboratories LTD, Canadá, segundo os seguintes métodos: SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, CaO, MgO, Na₂O, K₂O, MnO, P₂O₅, TiO₂, Cr₂O₃, foram determinados por ICP-ES em amostras fundidas com LiBO₂ e digestão com HNO₃. LOI (perda por ignição), C e S analisados por Leco. Os Elementos Traços Au, Ag, As, Ba, Be, Bi, Cd, Co, Cs, Cu, Ga, Hf, Hg, Mo, Nb, Ni, Pb, Rb, Sb, Se, Sn, Sr, Ta, Th, Tl, U, V, W, Y, Zn, Zr e os Elementos Terras Raras La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu foram determinados por ICP-MS em amostras fundidas com LiBO₂ e digeridas com água régia. A tabela 3.5.2 apresenta estes resultados.

Comportamento dos elementos maiores e menores nos mármore

No geral, os mármore apresentam valores de SiO₂ entre 0,29 e 22,3% (com valor médio MD-4,7%). Os teores de MgO situam-se entre 1,04 e 21,63% (MD-17,9), os de CaO entre 30 e 52,1% (MD-34,7) e os de Fe₂O₃ entre 0,09 e 2,4% (MD-0,61). Os valores mais altos em CaO e mais baixos em MgO são encontrados nos mármore da Folha Itatira. O conteúdo de Al₂O₃ é muito baixo (< 1,0%), bem como os valores de Na₂O (< 0,2%) e K₂O (< 0,4%). MnO é inferior a 0,15%, P₂O₅ apresenta teores menores que 0,13% e TiO₂ é menor que 0,06%.

De acordo com a classificação Pettijohn (1975), que se baseia no teor de MgO e na razão MgO/CaO, quadro abaixo, pode-se classificar os mármore estudados como mármore dolomítico calcítico ou mesmo mármore dolomítico.

Denominação	MgO (%)	MgO/CaO	Mármore estudados MgO	Mármore estudados MgO/CaO
Calcário calcítico	0,0-1,1	0,00-0,02	1,04	0,02
Calcário magnésiano	1,1-4,3	0,02 -0,08		
Calcário dolomítico	4,3 - 10,5	0,08 - 0,25	9,9	0,22
Dolomito calcítico	10,51 - 19,1	0,25 - 0,56	17,3 - 19,1	0,55
Dolomito	19,1 - 22,0	0,56 - 0,72	19,1 - 21,63	0,57-0,67

No diagrama de classificação de rochas carbonáticas SiO₂-CaO-MgO de Bucher & Frey (1994) a maioria das amostras estudadas está posicionada no campo dos mármore calcítico-dolomíticos ou dolomíticos (Figura 4.1), e duas delas destacando-se em direção ao vértice CaO, comum às rochas carbonáticas calcíticas.

No diagrama triangular Fe₂O₃-CaO-MgO (Deer *et al.* 1962) (Figura 4.2), as amostras estudadas se distribuem preferencialmente nos campos dos mármore calcítico-dolomíticos e calcíticos, e com baixo percentual em siderita ou ankerita.

Os elementos variam também conjuntamente. Nos mármore estudados CaO mostra forte correlação negativa com MgO (fator r= -0,95) (Figura 4.3a) o que é explicado pela presença de duas amostras dominadas por calcita, em detrimento das amostras com dolomita. Ele apresenta também uma fraca correlação com o SiO₂ (fator r= -0,17) (Figura 4.3b) indicando que não existe correlação entre SiO₂ e CaO e que grande parte da sílica está na forma livre (quartzo). SiO₂ apresenta fraca correlação negativa com MgO (Fator r= - 0,06) (Figura) e Al₂O₃ (fator r= ~0,00) (Figura 4.3c).

Tabela 4.2: Elementos maiores e menores (em%) e elementos traços e terras raras (em ppm) dos mármore das folhas Boa Viagem, Itatira e Quixeramobim.

	Folha Boa Viagem (Unidade Guia)					Folha Itatira (Unidade Guia)				Folha Quixeramobim			
	Marmores					Marmores				Marmores			
	Am 20	Am21	Am22	Am23	Am24	Am34	Am35	Am36	Am37	Cq53	Cq56a	Cq60a	Cq63
SiO2	4.39	4.39	6.71	3.41	1.31	0.29	4.1	4.4	1.64	8.56	3.92	.41	22.27
Al2O3	0.23	0.05	0.1	0.14	0.03	0.03	0.9	0.86	0.26	0.79	.28	.07	.09
Fe2O3	0.34	0.19	0.69	0.28	0.09	0.5	0.31	0.76	2.43	0.44	.30	.73	.35
MgO	21.11	20.75	20.16	21.2	20.22	21.63	20.8	1.04	9.99	17.39	19.13	19.93	17.77
CaO	32.26	34.1	31.85	32.57	36.47	31.94	30.91	52.11	43.87	33.31	32.81	32.22	30.87
Na2O	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.24	0.04	.09	<.01	.01	.04
K2O	0.08	0.04	0.04	0.06	0.04	0.04	0.43	0.24	0.04	.10	.15	<.04	<.04
TiO2	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04	0.05	0.01	.03	.01	<.01	<.01
P2O5	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.04	0.02	0.12	<.01	<.01	<.01	<.01
MnO	0.03	0.02	0.06	0.04	0.01	0.05	0.01	0.05	0.13	.01	.01	.05	.02
LOI	41.4	40.5	40.4	42.3	41.8	45.5	42.4	40.1	41.4	<.001	43.4	46.6	28.6
TOT/C	12.68	12.94	12.27	13.22	13.64	12.38	11.56	11.35	11.86	10.94	11.67	12.69	7.25
ToT/S	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.16	0.01	.01	<.01	<.01	<.01
Ba	30.4	2.8	5.5	8.1	3.1	3.1	32	44.6	11	20.6	21.5	3.4	7.6
Cs	0.2	0.1	0.2	0.8	<.1	<.1	0.5	0.2	<.1	.2	.4	<.1	.1
Ga	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	1.2	1.4	<.5	1.2	<.5	<.5	<.5
Hf	<.5	<.5	0.6	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5
Nb	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	0.8	1	<.5	.7	<.5	<.5	<.5
Rb	2.6	0.9	1.6	2.5	<.5	<.5	10.2	7.8	0.9	3.5	6.5	.6	1.0
Sr	201.9	61	49.9	51.2	71.1	83.1	51.5	649.3	124.3	87.4	69.1	57.7	76.6
Th	0.6	<.1	0.2	0.3	0.1	<.1	0.7	1.3	0.3	.2	.2	.4	.2
U	2.2	0.9	1	2.4	1.3	<.1	1.6	0.9	0.2	1.6	.7	1.7	.5
Zr	4.2	0.7	28	3.9	2.4	0.8	12.1	12.2	3.2	16.4	3.7	6.0	1.7
Cu	0.3	<.1	0.1	<.1	<.1	0.2	1.5	7.7	11.1	.7	.1	.2	.2
Pb	6.3	0.7	1.4	1.3	2.2	0.8	2	0.5	4	.5	1.3	1.0	.2
Zn	11	3	5	7	5	5	6	1	1	3	4	4	2
Au	<.5	<.5	<.5	<.5	1	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5
Y	1.9	6	6.1	2.5	6.7	1.3	4	3.3	2	3.7	1.7	6.9	8.0
La	2	1.3	2	1.2	0.8	0.5	3.2	3.7	1.1	2.8	1.6	1.6	2.9
Ce	4.2	1.6	3.3	2	1.1	0.7	6.4	6.9	2.1	5.1	2.2	3.6	3.8
Pr	0.45	0.24	0.38	0.22	0.2	0.09	0.78	0.89	0.29	.63	.26	.44	.44
Nd	1.7	1.1	1.7	0.8	0.7	<.4	3.5	3.1	1.4	2.4	.8	1.7	1.6
Sm	0.3	0.2	0.3	0.2	0.3	<.1	0.7	0.6	0.2	.4	.1	.3	.3
Eu	0.09	0.07	0.07	<.05	<.05	<.05	0.5	0.17	0.21	.11	<.05	.13	.11
Gd	0.31	0.3	0.39	0.11	0.26	<.05	0.55	0.54	0.25	.27	.18	.42	.53
Tb	0.07	0.03	0.04	0.04	0.07	0.02	0.11	0.09	0.04	.07	.04	.06	.08
Dy	0.26	0.44	0.31	0.13	0.42	0.14	0.61	0.56	0.21	.25	.15	.39	.58
Ho	0.06	0.11	0.1	<.05	0.12	<.05	0.1	0.13	0.06	.08	<.05	.12	.15
Er	0.14	0.36	0.35	0.16	0.42	0.09	0.36	.26	0.15	.26	.12	.47	.47
Tm	<.05	0.05	0.06	<.05	0.07	<.05	0.06	0.05	<.05	<.05	<.05	.08	.07
Yb	0.11	0.33	0.42	0.12	0.35	0.07	0.26	0.32	0.1	.21	.08	.52	.50
Lu	0.03	0.07	0.06	0.02	0.08	0.02	0.06	0.05	0.01	.03	<.01	.07	.07
	Am 20	Am21	Am22	Am23	Am24	Am34	Am35	Am36	Am37	Cq53	Cq56a	Cq60a	Cq63
	Marmores					Marmores				Marmores			
	Folha Boa Viagem (Unidade Guia)					Folha Itatira (Unidade Guia)				Folha Quixeramobim			

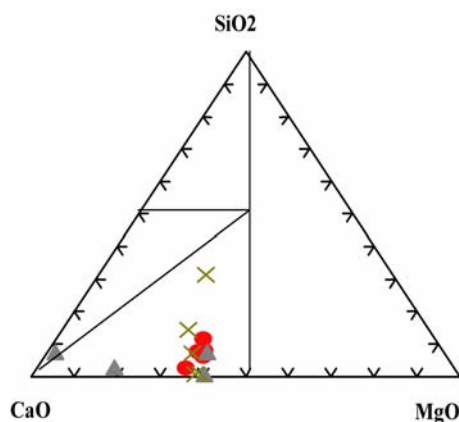


Figura 4.1: Diagrama SiO₂-CaO-MgO de Bucher & Frey 1994 utilizado para as rochas metacarbonáticas das folhas Quixeramobim, Boa Viagem e Itatira. Os símbolos em cruz representam os mármore da Folha Quixeramobim, os círculos em vermelhos os mármore da Folha Boa Viagem e os triângulos os mármore da Folha Itatira.

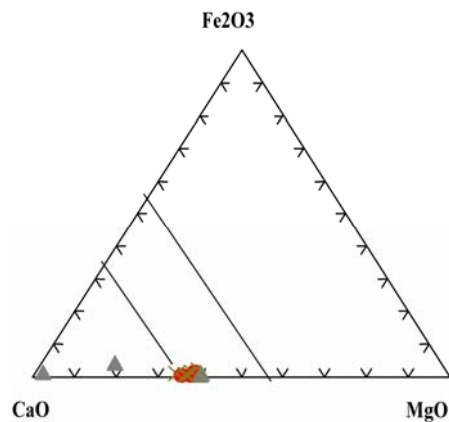


Figura 4.2: Diagrama Fe₂O₃+FeO-CaO-MgO (Deer et al. 1962) dos mármore da área. Os símbolos são os mesmos da figura anterior.

Da mesma forma que a relação anterior não existe correlação do SiO₂ com o MgO e nem com o Al₂O₃, de modo que a sílica está presente na forma livre (quartzo) e não em fase combinada. Fe₂O₃ mostra correlação positiva com Al₂O₃ (Figura 4.3d) em algumas amostras, indicando que o silicato presente nos mármore tende a ser uma clorita e/ou flogopita.

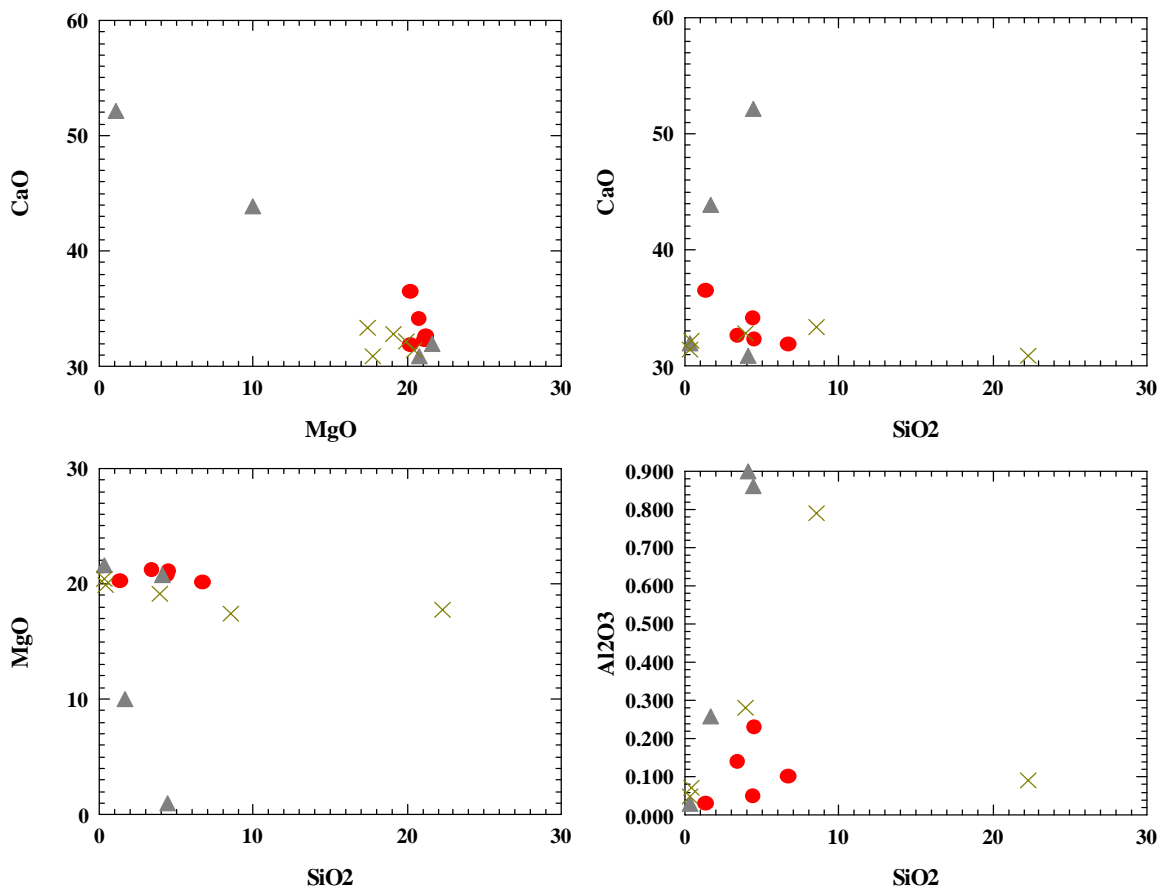


Figura 4.3: Relações entre os principais elementos maiores encontrados juntos aos mármore. A- Diagrama CaO-MgO; B- Diagrama CaO -SiO₂; C- Diagrama MgO-SiO₂; D- Al₂O₃-SiO₂. Os símbolos em cruz representam os mármore da Folha Quixeramobim, os círculos em vermelhos os mármore da Folha Boa Viagem e os triângulos os mármore da Folha Itatira.

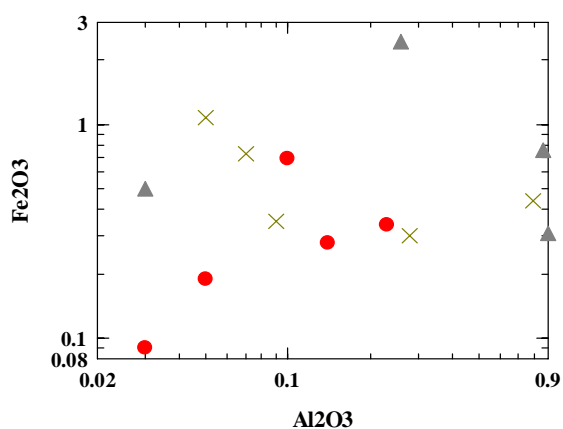


Figura 4.4: Diagrama Fe₂O₃-Al₂O₃ dos mármore da área. Os símbolos são os mesmos da figura 4.3.

Uma explicação possível seria a existência de flogopita nessas rochas, na qual Mg pode ser substituído por Fe²⁺ (Dana 1983).

A comparação entre SiO₂ e Na₂O, K₂O, (Figs. 4a e b) e os baixos teores em Sr (5-650ppm) Ba (<50ppm), Pb (6.3-0.2ppm) e Zn (1-11ppm) elementos normalmente associados a processos hidrotermais associados com rochas carbonáticas, não mostram qualquer correlação, e o baixo valor desses elementos indicam que a silicificação não foi produto de hidrotermalismo.

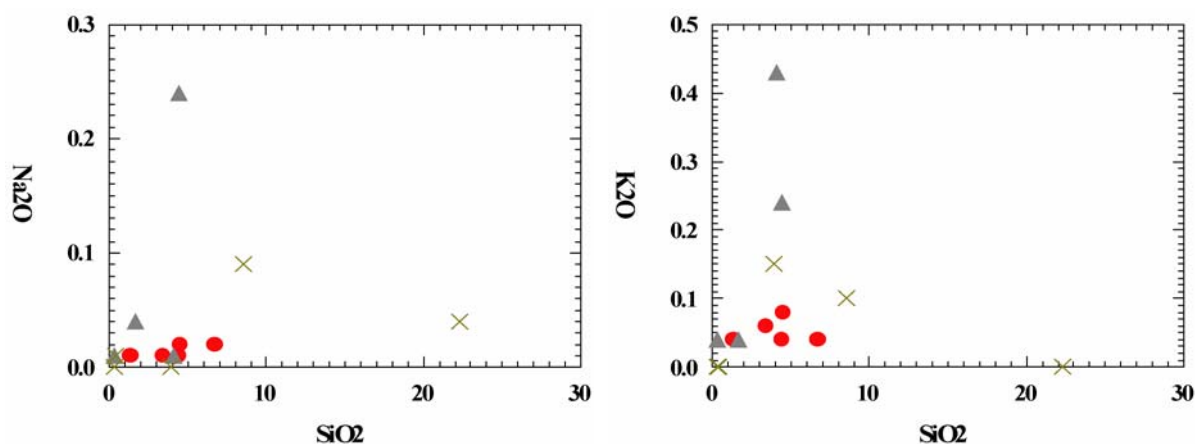


Figura 4.5: Diagrama SiO₂ vs elementos alcalinos. A- SiO₂-Na₂O; B- SiO₂-K₂O. Os símbolos são os mesmos das figuras anteriores.

Comportamento dos elementos terras raras

Considerando que o comportamento dos ETRs é uma importante ferramenta na reconstituição dos ambientes sedimentares, procurou-se estabelecer se as rochas metacarbonáticas das diferentes folhas apresentavam diferenças no comportamento dos terras raras entre si.

Na Unidade Quixeramobim, os mármoreos apresentam: i) Σ ETR entre 5,53 e 14,04 ppm; e ii) razão (La/Lu)_{nasc} muito pequena, variando de 1,00 a 0,64 indicando um empobrecimento em terras raras leves (LREEs), como resultado de uma baixa taxa de suprimento terrígeno, e um ligeiro enriquecimento em terras raras pesadas (HREEs), que pode estar associado ao aumento da estabilidade de complexos com hidroxilas, carbonatos ou fosfatos, característico de carbonatos marinhos. Baú & Moller (1993) têm sugerido que o enriquecimento de HREE em relação ao LREE no ambiente marinho refletiria maior pCO₂ e, portanto pH diferente, favorecendo a estabilidade dos HREE na coluna d'água. Adicionalmente, comparou-se os valores de Y e Ho que são quimicamente semelhantes na carga e raio iônico, porém o Ho é removido da água do mar 2 vezes mais rápido que o Y devido à ação de agentes complexantes (e.g. Nozaki et al. 1997). A razão média Y/Ho dessas rochas é 48,4. No diagrama de normalização com o folhelho NASC de Haskin *et al.* (1968) (Figura 4.6), observa-se um padrão REE normalizado ao folhelho ligeiramente subhorizontalizado, uma fraca anomalia negativa de Ce e positiva de Eu (Eu/Eu)_n* = 1.15 e uma anomalia positiva de Y em quase todas as amostras.

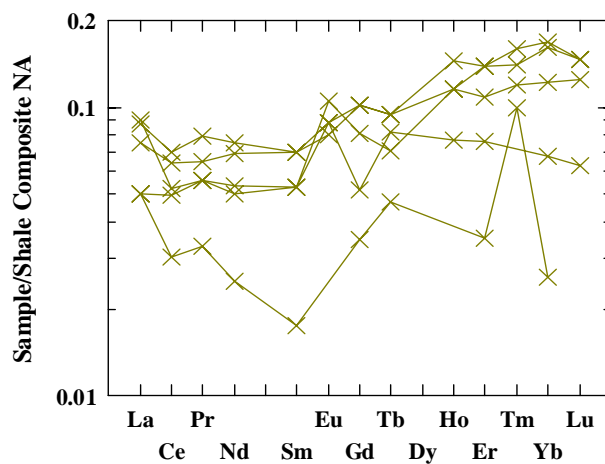


Figura 4.6: padrão dos ETRs dos mármoreos da Unidade Quixeramobim normalizado ao folhelho NASC de Haskin et al. (1968).

Essas anomalias, à exceção da do Y, posicionam-se abaixo da razão 1 do padrão folhelho, (assim como os valores de todos os elementos associados) sugerindo que os teores desses elementos, particularmente do Eu, não foi influenciada por processos hidrotermais associados a rochas ígneas, podendo estar ligada, a processos deposicionais ou mesmo diagenéticos.

Na folha Itatira, Sub-unidade Guia, os mármore analisados são ligeiramente mais enriquecidos em Σ ETR, oscilando entre 1,62 e 18,1 ppm. A razão Y/Ho é de 29,4, próxima a do condrito ($Y/Ho=25,4$) enquanto $(La/Lu)_{nasc}$ varia de 0,5 a 0,9. O padrão REE normalizado ao folhelho NASC

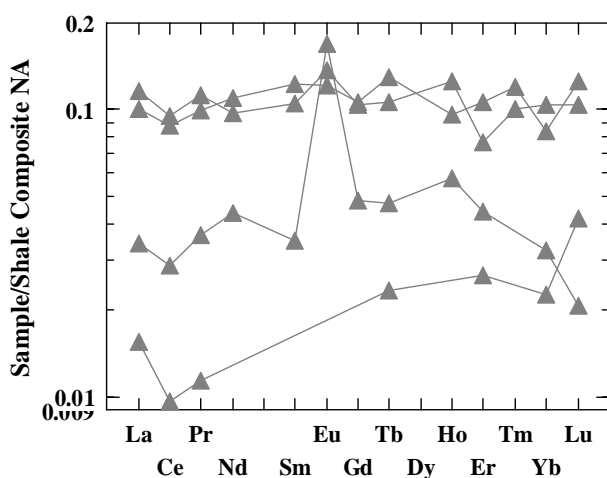


Figura 4.7: padrão dos ETRs dos mármore da sub-unidade Guia normalizado ao folhelho NASC de Haskin *et al.* (1968).

de Haskin *et al.* (1968) (Figura 4.7) é variável, indo de ligeiramente subhorizontalizado com duas amostras, a um padrão irregular, com ligeiro empobrecimento em TRp (uma amostra) e outro com leve enriquecimento dos ETRs pesados, característico de carbonatos marinhos. Neste diagrama observa-se uma fraca anomalia negativa de Ce e positiva de Eu ($(Eu/Eu)_n^* = 1.66$). Entretanto uma das amostras apresenta uma forte anomalia positiva de Eu, bem como de Y/Ho . No geral, à exceção da anomalia de Y/Ho que é fortemente positiva, as demais posicionam-se abaixo da razão 1 do padrão

folhelho, (assim como os valores de todos os elementos associados) sugerindo que a concentração desses elementos, particularmente do Eu, não foi influenciada por processos hidrotermais associados a rochas ígneas, podendo estar ligada, predominantemente, a processos deposicionais ou mesmo diagenéticos.

Na Folha Boa Viagem, Sub-unidade Guia, os mármore apresentam Σ ETR, variando entre 3,84 e 10,75 ppm. A razão Y/Ho é de 50,6, enquanto a razão $(La/Lu)_{nasc}$ varia de 0,37 a 0,5 com o padrão REE normalizado ao folhelho, ligeiramente subhorizontalizado, mas com leve enriquecimento dos ETRs pesados, característico de carbonatos marinhos. Ao normalizar as amostras estudadas com o folhelho NASC (Haskin *et al.* 1968) (Figura 4.8), observa-se uma fraca anomalia negativa de Ce e de Eu ($(Eu/Eu)_n^* = 0,83$).

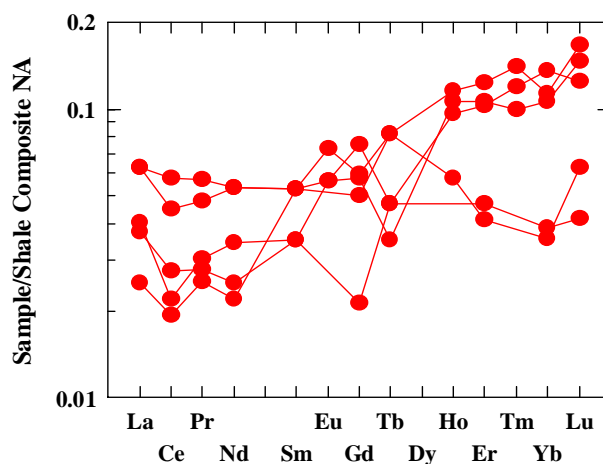


Figura 4.8: padrão dos ETRs dos mármore da área normalizado ao folhelho NASC de Haskin *et al.* (1968).

No geral, essas anomalias posicionam-se abaixo da razão 1 do padrão folhelho, (assim como os valores de todos os elementos associados) sugerindo que a concentração desses elementos, particularmente do Eu, não foi influenciada por processos hidrotermais associados a rochas ígneas, podendo estar ligada, predominantemente, a processos deposicionais ou mesmo diagenéticos.

Anomalias de Ce e Eu e razão Y/Ho

O comportamento dos ETRs na água do mar é controlado por vários fatores, entre os quais influxo hidrotermal marinho e/ou intempérico, processos de remoção relacionados à profundidade, à

salinidade e níveis de oxigenação marinha (Elderfield 1988, Holser 1997, Van Kranendonk *et al.* 2003, Nothdurft *et al.* 2004). O comportamento dos elementos Ce e Eu tem sido portanto de grande utilidade na reconstituição paleoambiental, pois variam em função das condições oxidação-redução encontradas em ambiente sedimentar/oceânico. Alguns autores admitem que os sedimentos marinhos são empobrecidos em Ce e consideram que esta redução, em águas oceânicas modernas, está associada à incorporação preferencial de Ce^{4+} em minerais autigênicos, tais como nódulos de Mn e fosforitos (e.g. Piper 1974, McLennant *et al.* 1979). Deste modo, o fracionamento de Ce em relação aos outros ETR está associado à sua remoção mais fácil na presença de oxigênio. Nos oceanos, Ce^{3+} é oxidado para Ce^{4+} , insolúvel, que se precipita como CeO_2 , resultando em empobrecimento desse elemento na água do mar em relação aos outros ETR. Para Wilde *et al.* (1996) a anomalia de Ce pode ser usada como indicador das variações eustáticas do nível do mar. Anomalias positivas indicariam condições oxidantes, associadas às fases regressivas marcadas pelo abaixamento do nível do mar, enquanto as anomalias negativas estariam relacionadas à fase transgressiva representada pela elevação do nível do mar, na qual as águas do fundo tornar-se-iam mais anóxicas.

As anomalias positivas de Eu nos sedimentos marinhos ou na água do mar têm sido atribuídas a processos de influxos hidrotermais acompanhados de enriquecimento em ETRL (e.g. Michard *et al.* 1983, Tlig 1987), comuns em sedimentos arqueanos, quando os mares primitivos recebiam forte contribuição de fluidos hidrotermais. Nos mares recentes isso é observado ao longo das cadeias meso-oceânicas e nos centros de expansão em bacias de retroarco, em ambiente redutor com temperaturas $>300^{\circ}C$ e pH entre 2 e 4 (Fouquet *et al.* 1993 in Bau & Moller 1993). A anomalia negativa de Eu é considerada característica de ambiente redutor em que Eu^{3+} é reduzido para Eu^{2+} , embora alguns autores tenham sugerido que processos metamórficos ou metassomáticos possam gerar esta redução (e.g. Jarvis *et al.* 1975 in Fleet 1984). Para Morteani *et al.* (1983) anomalias negativas de Eu em carbonatos são encontradas em minerais formados a partir de soluções com baixo valor em Eh, enquanto as positivas são atribuídas a minerais formados por fluidos com alta fugacidade de oxigênio que interagiram na decomposição de feldspatos antes da formação dos carbonatos. Entretanto, as condições físico-químicas durante a migração dos fluidos parecem ser importantes para o desenvolvimento de anomalias de Eu (e.g. Bau 1991). Em seu estado divalente, Eu é menos absorvido (sob condições ácidas) durante a migração de fluidos do que os outros ETR trivalentes e, conseqüentemente, uma anomalia de Eu positiva pode se desenvolver. Isto é especialmente favorecido em ambientes de baixa fugacidade de oxigênio e temperaturas $>250^{\circ}C$.

A utilização da concentração de Y e Ho no entendimento da paleogeografia de carbonatos é relativamente recente (Nozaki *et al.* 1997; Van Kranendonk *et al.* 2003; Nothdurft *et al.* 2004). Segundo esses autores os valores de Y e Ho são quimicamente semelhantes na carga e raio iônico, porém o Ho é removido da água do mar 2 vezes mais rápido que o Y devido à ação de processos biogeoquímicos (íons carbonáticos e compostos orgânicos) (e.g. Nozaki *et al.* 1997). Bau *et al.* (1995 in Nozaki *et al.* 1997) assinalam vários mecanismos de fracionamento de Y e Ho, entre os quais intemperismo, processos biogeoquímicos e solubilidade de sais fosfatados, como prováveis processos de enriquecimento de Y em relação a Ho na água do mar. No geral, a razão média Y/Ho

da água do mar é ~ 105 , rochas continentais ~ 50 e a do condrito é de 25, 4. A razão Y/Ho parece aumentar com a salinidade.

Os mármores das três folhas mostram padrão irregular, mas são sobretudo caracterizados por fraco enriquecimento em ETRL em relação aos ETRP e por anomalias fracamente negativas em Ce e ligeiramente positivas em Eu. Como assinalado anteriormente, a anomalia negativa de Ce é uma forte característica dos carbonatos de ambiente plataformar marinho raso, enquanto a anomalia positiva de Eu pode implicar na existências de fontes hidrotermais ou fontes de intemperismo que são enriquecidas em Eu em relação ao folhelho NASC, além de alta fugacidade de oxigênio que interagiram na decomposição de feldspatos antes da formação dos carbonatos, conforme assinalada por Morteani et al (1983). Considerando que estas rochas são desprovidas de qualquer feição que indique hidrotermalismo, é mais provável, que a pequena anomalia positiva de Eu seja relacionada a influência de elementos siliciclásticos junto à sedimentação carbonática no ambiente de sedimentação.

Entretanto, estes mármores apresentam forte diferenças na razão Y/Ho. Como se pode observar os mármores dolomíticos das folhas Quixeramobim e Boa Viagem com razão média Y/Ho de 48,4 e 50,6, respectivamente, são aproximadamente semelhante, enquanto os mármores calcíticos e/ou dolomíticos calcíticos de Itatira exibem razão média Y/Ho de 29,4, próximo a dos condritos, bem diferente dos anteriores. Isso parece sugerir que os mármores das Folhas Boa Viagem e Quixeramobim se desenvolveram dentro de um ambiente de sedimentação similar, provavelmente plataformar marinho raso e os de Itatira parecem ter-se desenvolvido em ambiente marinho sujeito a influência de águas doces (estuários e/ou lagunares) de salinidade menor. A baixa anomalia de Y/Ho encontrada pode estar relacionada também a fluidos diagenéticos que removeram o Y em condições redutoras.

4.2 Rochas Metamáficas e Metaultramáficas

As principais ocorrências de rochas metaultramáficas do Complexo Cruzeta ocorrem na Folha Boa Viagem e podem ser agrupadas em dois conjuntos distintos: i) actinolitos, resultado de hidratação de piroxenitos, que ocorrem em forma de pequenos corpos lenticulares ou tabulares, boudinados de dimensões métricas a decamétricas, em meios às rochas gnáissicas migmatíticas, e ii) um complexo máfico-ultramáfico diferenciado (PRC-1422E, PRC-1422f). Este tem forma grosseiramente elipsoidal, com eixo maior em torno de 2km e o menor de 1km, que aflora em forma de pequeno lajedos, blocos e matacões, orientados ao longo da foliação regional (NE-SW), ocorrendo nas imediações da sede de Boa Viagem. É composto basicamente por metapiroxenitos de granulação fina a grossa ($>1\text{cm}$), os primeiros localizando-se de preferência nas bordas, enquanto os últimos na parte central, representando provavelmente cumulos. Ocorrem ainda metanoritos com flogopita e brechas magmáticas contendo fragmentos sub-angulosos a subarredondados de metapiroxenitos de granulação fina em meio a matriz de granulação média de rochas gabróicas. Vale ressaltar, entretanto, o expressivo número de corpos metaultramáficos boudinados que ocorre imediatamente abaixo do limite sul desta folha, contendo importantes ocorrências de cromita estratiforme, representando restos dilacerados de complexos acamadados.

Em seção delgada, os actinolitos são constituídos essencialmente por cristais de tremolita/actinolita prismáticos, longos ou hábito colunar fibroso, exibindo pelocroísmo em torno de verde claro a incolor o que permite identificá-los pertencentes à série actinolita-tremolita. Como minerais minoritários podem ser encontrados magnetita.

No complexo máfico-ultramáfico, os piroxenitos de granulação fina encontram-se deformados e metamorfisados, sendo representados predominantemente por uma mineralogia secundária a base de actinolita, epidoto, granada, opacos e traços reliquiais de clinopiroxênio e plagioclásio. Actinolita e epidoto são produtos de alteração do clinopiroxênio (augita). O plagioclásio, na faixa de andesina ou labradorita, ocorre como mineral acessório entre os cristais de actinolita. A granada é anédrica e ocorre como coroa de reação desenvolvida na interface plagioclásio/actinolita.

Os metanoritos e/ou metagabronoritos apresentam granulação média a grossa, sendo constituídos essencialmente de clinopiroxênio (augita), ortopiroxênio, hornblenda, flogopita e plagioclásio. Como minerais acessórios ocorrem minerais opacos (titano-magnetita) e apatita.

Augita e ortopiroxênio ocorrem sob forma de cristais anédricos isolados ou intercrescidos, com o segundo exibindo pleocroísmo distintivo que varia do verde ao róseo. Os cristais maiores de augita (~2,5mm) encontram-se parcialmente alterados para hornblenda, que, por sua vez, encontra-se substituída por flogopita. Alguns cristais de hornblenda apresentam minúsculas inclusões de minerais opacos e apatita. Ortopiroxênio e plagioclásio, este quase sempre alterado para mica branca e com geminação encurvada, apresentam-se recristalizados em subgrãos formando um mosaico granoblástico poligonal, indicando que a deformação inicial ocorreu em alta temperatura e posteriormente, afetado por processos de alteração de mais baixa temperatura responsável pela uralitização da augita e sericitização do plagioclásio. É provável que grande parte destas metaultramáficas seja oriunda de transformação de piroxenitos.

Os anfibolitos ocorrem principalmente em forma de corpos lenticulares ou tabulares, em parte boundinados, de dimensões reduzidas, que variam de escala métrica a decamétrica, em meio aos terrenos granítico-gnáissicos migmatítico, podendo tratar-se originalmente de diques e/ou derrames básicos. Uma hipótese que parte dos anfibolitos possa ser de origem paraderivada não é descartada. Os anfibolitos são em geral maciços, bandados e/ou foliados, estes marcados pela alternância milimétrica a centimétrica de níveis ricos em plagioclásio e anfibólio fortemente orientados. Ao microscópio exibem granulação média, textura nematoblástica a granonematoblástica, sendo constituídos essencialmente por hornblenda (38-70%) e plagioclásio (20-40%). Como minerais minoritários ocorrem biotita (0-15%), actinolita (0-5%) quartzo (0-5%), epidoto (0-2%), opacos (ilmenita e/ou titano-magnetita) (<1%), apatita (<1%) e titanita (<2%).

A hornblenda de cor verde pálida a verde oliva ocorre tanto como cristais prismáticos alongados, subédricos, sublinhando a foliação ou em sua seção basal. Em algumas rochas, a hornblenda altera-se para biotita e titanita (PRC-1384), enquanto em outras altera-se para actinolita e epidoto (Am-04). Alguns cristais são zonados com núcleos esverdeados e bordas mais pálidas e/ou azulados. O plagioclásio, usualmente anédrico a subeuédrico e recristalizado em subgrãos, apresenta também grau de distinto de alteração entre as amostras. Em algumas encontra-se alterado para argilo-minerais e sericita e em outras saussuritizado, refletindo diferenças composicionais entre os tipos analisados.

Biotita, epidoto, titanita e parte dos opacos são produtos de alteração dos anfibólios. Apatita ocorre em cristais prismáticos e em seções basais inclusos tanto no plagioclásio quanto na hornblenda. Os cristais de quartzo são anedrais, deformados marcados por extinção ondulante e recristalização em subgrãos e ocorrem intersticialmente, entre os cristais de plagioclásio e hornblenda.

Na Sub-unidade Guia as rochas máfica e ultramáficas variam de serpentinitos a anfibolitos e metagabros ou metadioritos anfibolitizados em meio às rochas metassedimentares. O exame de algumas seções delgadas das rochas ultramáficas revela uma associação mineral composta essencialmente por serpentina (antigorita e crisotila), inddingsita e cristais reliquias de olivina. Como minerais minoritários ocorrem ortopiroxênio, talco e opacos (magnetita) (Am-30).

Os minerais primários ou reliquias como olivina (~12%) e ortopiroxênio (~10%) encontram-se em quase sua totalidade substituídos por serpentina e inddingsita resultando em bastitos com textura em *mesh*. Antigorita ocorre em cristais anédricos ou agregados cristalinos com hábito fibrolaminar, enquanto crisotila ocorre em fibras paralelas, raramente entrelaçadas. Inddingsita apresenta cor avermelhada e pode estar ou não associada a magnetita.

Os anfibolitos (PRC-1288) por sua vez apresentam uma associação mineral a base de hornblenda amarronzada, granada, quartzo, plagioclásio e minerais opacos (titano-magnetita). A hornblenda ocorre em cristais anédricos a subédricos com geminações pouco desenvolvidas, sendo normalmente alteradas para titano-magnetita. A granada ocorre em forma de porfiroblastos irregulares e pode envolver inclusões de hornblenda, quartzo e, às vezes, de plagioclásio. Estes últimos são também anédricos a subédricos e podem englobar inclusões diminutas de cristais (~0,2mm) de hornblenda. O quartzo ocorre em duas gerações: a mais antiga, em torno de 0,5mm, encontra-se deformada marcada por extinção ondulante, bandas de deformação e recristalização em subgrãos, enquanto a mais nova, é normalmente desprovida de sinais de deformação, o que indica que parte da silicificação é tardia.

Os metagabros ou metadioritos estão compostos essencialmente de plagioclásio, hornblenda e clinopiroxênio. Como minerais minoritários ocorrem quartzo, clinozoisita, titanita, biotita, sericita, apatita, zircão e opacos. O plagioclásio ocorre em cristais anédricos a subédricos de tamanho entre 0,1 e 1mm, cujos maiores são quase sempre geminados e, às vezes, com geminação curva, variavelmente sericitizados. A hornblenda, de cor verde-amarelada, ocorre quase sempre como produto de alteração do clinopiroxênio. O clinopiroxênio encontra-se também recristalizado em subgrãos, e na interface deste com plagioclásio verifica-se a formação de simplectitos compostos por diminutos cristais de clinopiroxênio, plagioclásio e clinozoisita. O quartzo é anédrico e intersticial entre os minerais essenciais e exibe comumente extinção ondulante e recristalização em sub-grãos. Titanita ocorre em seções rômbricas eudrais em cristais subédricos a anédricos. São encontrados sempre em contato ou no interior dos cristais de hornblenda. A biotita é produto de alteração da hornblenda, bem como parte dos minerais opacos. Apatita ocorre em seções hexagonais.

Na Sub-unidade Itatira algumas rochas ultramáficas (PRC-1333) apresentam composição essencialmente de clinopiroxênio (~77%), olivina (~12%) e plagioclásio (10%), tendo como minerais minoritários hornblenda, serpentina e escapolita. Clinopiroxênio ocorre em forma de

cristais prismáticos subédricos (alguns euédricos) alongados ou curtos (0,1 a 1,5mm). A olivina é incolor e ocorre em seções poligonais subédricas a anédricas, variando de diâmetro em torno de 0,5mm. O plagioclásio, normalmente alterado para escapolita, é anédrico e intersticial aos minerais ferro-magnesianos, indicando que clinopiroxênio e olivina sejam minerais cúmulus e o plagioclásio pode ter evoluído de um líquido intercúmulus, que após formação alterou-se para escapolita. Hornblenda é produto de uralitização do clinopiroxênio.

Aspectos geoquímicos

Dada a importância das rochas máfica-ultramáficas no contexto geotectônico e, sobretudo como potenciais rochas geradoras de metais básicos (Ni, Cu, Cr, PGE, V, Ti), mesmo não tendo registro em campo de tais ocorrências desses metais, buscou-se por meio da geoquímica a identificação da filiação magmática, dos ambientes tectônicos dessas rochas bem como discutir sua vocação metalogenética. Assim, foram analisadas 54 amostras de anfibolitos (termo genérico), assim distribuídas: 31 amostras na Folha Boa Viagem, 23 Amostras na Folha Itatira e 04 amostras na Folha Quixeramobim; As amostras foram analisadas no Laboratório Acme e a metodologia foi a mesma empregada para os mármores assinalados anteriormente. A tabela 4.3 apresenta esses resultados.

Folha Boa Viagem										
Anfibolitos										
	am12	am13	am14	am15	am17	am18	am25	am26	am27a	am27b
SiO ₂	54.74	51.13	48.78	48.23	50.66	50.7	50.61	50.54	55.68	60.24
Al ₂ O ₃	10.99	9.45	14.92	10.32	10.12	4.72	10.37	12.35	10.49	15.81
Fe ₂ O ₃	9.41	10.96	13.63	12.42	8.29	10.04	7.51	14.92	10.74	6.1
MgO	9.63	13.64	5.97	11.44	14.65	26.23	13.5	7.52	9.59	4.6
CaO	10.13	10.51	10.65	12.34	11.49	1.34	10.65	9.48	8.25	6.13
Na ₂ O	2.04	1.42	2.55	1.76	1.51	0.09	0.64	2.3	1.6	3.84
K ₂ O	0.44	0.32	0.99	0.89	0.58	0.04	0.24	0.13	1.55	1.43
TiO ₂	0.97	0.77	0.94	0.81	0.27	0.3	0.3	0.81	0.61	0.63
P ₂ O ₅	0.39	0.12	0.08	0.32	0.05	0.03	0.02	0.11	0.05	0.21
MnO	0.15	0.19	0.19	0.2	0.14	0.17	0.13	0.23	0.2	0.09
Cr ₂ O ₃	0.056	0.104	0.026	0.134	0.261	0.287	0.169	0.002	0.157	0.031
LOI	1	1.4	1.1	1.1	1.9	5.9	1.8	1.6	1	0.8
ToT/S	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.02
Ba	135	68.3	326.4	190.5	150.8	32.9	212.2	68.8	362.5	557.2
Co	43.6	55.6	51.2	61	56.1	79.7	54.9	56.6	47.2	24.1
Cs	0.1	<0.1	0.2	<0.1	0.1	<0.1	0.2	<0.1	0.7	0.8
Ga	16.7	13.7	17.1	14.7	10.1	7.5	10.2	15.9	15.5	18.8
Hf	3.8	1.3	31.5	2.3	0.8	<0.5	1.2	1.2	1.6	2.7
Nb	5.4	2.3	2.3	3.8	0.8	1.5	<0.5	1.7	5.4	4.6
Rb	4.2	3.5	11.7	8	9.7	0.9	5.5	1.5	27.1	28.8
Sr	453.8	91.1	176.4	297.8	176.6	8	393.5	111.4	203	705.4
V	208	271	280	247	159	116	136	2.61	169	85
Zr	123.9	39.6	51.8	86.4	31.9	15.3	42.4	41.1	40	86.5
Y	24.5	14.3	23.6	26.6	8.9	11.8	7.7	24.2	32.7	14.4
Cu	16.3	2	70.2	9.8	67.2	48.1	39.7	126.3	310.7	35.9
Pb	1	0.3	1	1.5	1.1	0.6	0.6	0.4	0.8	0.8
Zn	24	19	35	27	8	15	5	27	50	43
Ni	23.2	21.8	45.6	50.6	142.4	412.2	35.8	19	104.2	52
As	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1.6	1.6	<0.5

continua...

...continuação

Folha Boa Viagem										
Anfibolitos										
	am12	am13	am14	am15	am17	am18	am25	am26	am27a	am27b
Ag	<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	1.7	9.5	<0.5	2.2	28	<0.5	<0.5
La	40.9	11.9	8.7	55	8.7	25.9	3.9	6.3	19.7	21.4
Ce	106.2	27.2	14.4	113	13.3	26.7	10	11.5	63	51.1
Pr	13.94	3.7	2.11	15.81	2.27	5.21	1.55	2.05	9.78	6.4
Nd	56.2	17	9.1	67.2	9.1	19.3	7.7	9.6	46.6	27.5
Sm	12	3.7	2.7	13.4	1.8	3.5	2.2	2.8	9.8	5.1
Eu	3.22	1.23	0.93	3.5	0.54	0.62	0.54	0.81	1.43	1.22
Gd	8.5	3.26	3.22	8.7	1.26	2.52	1.62	3.23	7.48	2.96
Tb	1.12	0.52	0.56	1.1	0.24	0.39	0.26	0.6	1.22	0.55
Dy	5.53	2.61	3.9	5.64	1.56	2.3	1.51	3.81	5.89	2.8
Ho	0.75	0.55	0.91	0.85	0.31	0.44	0.27	0.88	1.13	0.47
Er	2.05	1.31	2.49	2.39	0.99	1.08	0.81	2.46	3.21	1.39
Tm	0.29	0.2	0.41	0.29	0.16	0.16	0.11	0.35	0.41	0.18
Yb	1.74	0.95	2.4	2.01	1.05	1.05	0.82	2.4	2.59	1.09
Lu	0.26	0.18	0.4	0.28	0.15	0.15	0.12	0.38	0.41	0.21

Folha Boa Viagem								
Anfibolitos								
	am27d	am29	am30	am31	am32	am33	prc1389	prc1410a
SiO ₂	45.4	51.48	46.34	43.91	47.78	42.42	51.17	43.83
Al ₂ O ₃	9.29	14.14	10.17	15.3	15.08	0.98	15.78	17.47
Fe ₂ O ₃	15.8	11.4	13.48	12.32	13.39	8.37	12.21	13.15
MgO	12.22	7.36	13.43	7.1	7.17	31.54	6.34	5.77
CaO	11.32	11.53	10.99	15.51	9.42	0.62	11.14	11.25
Na ₂ O	1.17	1.53	1.29	1.61	2.84	0.03	1.66	3.76
K ₂ O	0.88	0.62	0.34	0.27	0.38	0.04	0.27	0.69
TiO ₂	1.67	0.67	1.45	1.67	2.21	0.01	1.05	1.1
P ₂ O ₅	0.63	0.1	0.36	0.16	0.23	0.01	0.09	1.6
MnO	0.21	0.18	0.19	0.17	0.2	0.1	0.15	0.15
Cr ₂ O ₃	0.067	0.058	0.136	0.027	0.029	0.393	0.023	0.003
LOI	1.3	0.9	1.7	1.9	1.2	15.1	0.1	1
ToT/S	0.01	0.01	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.09
Ba	141.5	268.3	847.3	44.7	104.7	22	179.2	221
Co	68.1	50.3	57.6	40.8	46.7	114.9	44.1	37.8
Cs	0.4	0.9	<0.1	0.6	<0.1	<0.1	<0.1	0.1
Ga	18.7	15.4	18.7	20.5	20.1	1.2	18.4	21.2
Hf	3.7	1.4	2.3	2.5	3.9	<0.5	2.1	<0.5
Nb	9.4	2.1	4.4	5.4	17.7	<0.5	3.9	0.9
Rb	13	7	1.9	5.3	6.8	<0.5	5.1	12
Sr	97.1	269.1	98.5	466.8	439.1	5	127.5	1590.5
V	325	247	346	263	306	42	304	736
Zr	90.6	48.7	45.1	89	138.8	0.5	63.2	6.7
Y	35.7	19.9	28.2	27.1	31.3	0.5	24.3	19.5
Cu	80.5	92.6	158.9	3.1	46.8	0.9	51.2	331.8
Pb	0.7	1.7	0.3	7.4	1.1	0.2	1.2	1.3
Zn	46	17	28	21	36	30	8	42
Ni	67.2	20.8	77.3	21.5	24.9	2808	30.6	18.2

continua...

...continuação

Folha Boa Viagem								
Anfibolitos								
	am27d	am29	am30	am31	am32	am33	prc1389	prc1410a
As	<0.5	<0.5	<0.5	0.5	<0.5	2.6	<0.5	<0.5
Ag	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.2
Au	<0.5	4.7	<0.5	<0.5	0.7	<0.5	1	12.6
La	35.7	8.4	13.5	6.7	14	0.5	5.6	17.3
Ce	103.6	18.3	42.4	18	33.7	0.5	13.3	40.4
Pr	13.64	2.71	7.28	2.62	4.89	0.09	2.08	5.65
Nd	55.3	13.4	38.1	12.7	21.3	<0.4	9.5	26.2
Sm	11.2	2.8	8.7	4.2	6	<0.1	3.2	6
Eu	2.59	1.05	1.73	1.53	1.97	<0.5	1.08	1.86
Gd	8.07	2.79	6.93	4.36	5.8	<0.5	3.56	4.98
Tb	1.32	0.47	1.04	0.76	0.97	0.02	0.66	0.68
Dy	6.9	3.32	5.18	4.65	5.88	0.07	4.22	3.69
Ho	1.17	0.65	0.97	0.97	0.97	<0.05	0.86	0.65
Er	3.53	2.05	2.84	2.84	2.84	0.05	2.41	1.79
Tm	0.47	0.29	0.42	0.42	0.42	<0.05	0.4	0.24
Yb	3.08	1.88	2.32	2.32	2.32	<0.05	2.5	1.26
Lu	0.52	0.31	0.4	0.4	0.4	0.01	0.32	0.19

Folha Boa Viagem													
Anfibolitos													
	Prc 1389	Prc 1410a	Prc 1422e	Prc 1422f	Prc 1453a	Prc 1572	Prc 1573	Prc 1574	Prc 1589	Vc 87a	Vc 90a	Vc 90b	Vc 110b
SiO2	51.17	43.83	47.89	48.91	52.19	40.91	49.88	48.30	51.67	49.60	50.73	50.10	51.25
Al2O3	15.78	17.47	8.93	8.78	16.82	15.07	10.40	13.11	12.18	12.19	12.89	13.03	14.52
Fe2O3	12.21	13.15	10.84	11.91	8.88	15.43	12.03	11.28	14.71	18.49	16.26	16.48	12.09
MgO	6.34	5.77	18.83	15.54	6.10	10.80	10.60	10.47	5.51	4.03	6.03	6.11	6.58
CaO	11.14	11.25	10.1	10.65	7.73	11.77	12.23	10.22	13.21	7.98	9.20	9.43	10.87
Na2O	1.66	3.76	0.54	1.3	3.66	1.40	1.46	2.41	1.01	2.89	2.26	2.20	2.09
K2O	0.27	0.69	0.12	0.86	1.88	0.92	0.89	0.80	0.17	1.39	0.34	0.34	1.21
TiO2	1.05	1.1	0.64	0.84	0.81	0.99	0.85	0.60	1.18	2.63	1.49	1.49	0.68
P2O5	0.09	1.6	0.22	0.28	0.44	0.19	0.16	0.12	0.09	0.52	0.12	0.13	0.06
MnO	0.15	0.15	0.22	0.19	0.12	0.23	0.19	0.17	0.21	0.21	0.22	0.22	0.11
Cr2O3	0.023	0.003	0.189	0.238	0.020	0.105	0.0124	0.118	0.010	0.005	0.009	0.010	0.006
LOI	0.1	1	1.4	0.4	1.0	2.0	1.1	2.3	0.1	0.2	0.01	0.4	0.3
ToT/S	0.01	0.09	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.02	0.01	<.01	0.04	0.02
Ba	179.2	221	50.9	418.3	940.2	618.3	138.9	142.0	140.5	659.3	53.4	78.9	184.3
Co	44.1	37.8	61.3	60.7	34.2	62.4	50.5	49.2	50.5	43.8	57.5	54.1	42.4
Cs	<0.1	0.1	0.2	0.5	1.2	0.1	0.3	0.4	0.5	0.5	0.2	<0.1	0.3
Ga	18.4	21.2	9.1	11.7	17.2	21.3	13.8	15.4	15.9	20.9	19.3	18.6	16.2
Hf	2.1	<0.5	1.3	1.8	2.7	2.3	1.1	1.5	2.1	7.2	3.1	2.6	1.1
Nb	3.9	0.9	1.8	3.3	4.0	3.4	3.0	1.7	2.8	15.4	4.2	4.2	3.0
Rb	5.1	12	2.8	23.3	43.8	12.6	15.5	13.4	5.6	33.3	6.3	6.0	24.2
Sr	127.5	1590.5	291.3	408	795.7	271.4	292.5	237.0	108.3	224.2	151.0	144.2	133.3
V	304	736	167	233	151	193	300	211	314	333	358	357	415
Zr	63.2	6.7	36.2	61.1	104.2	93.0	42.8	51.4	72.6	261.0	101.3	86.9	38.9
Y	24.3	19.5	13.1	19	15.0	15.4	18.4	13.0	26.8	51.3	30.7	31.6	16.6
Cu	51.2	331.8	23.7	21.5	60.8	58.1	7.9	13.1	127.1	217.0	107.7	121.7	25.1

continua...

...continuação

Folha Boa Viagem													
Anfibolitos													
	Prc 1389	Prc 1410a	Prc 1422e	Prc 1422f	Prc 1453a	Prc 1572	Prc 1573	Prc 1574	Prc 1589	Vc 87a	Vc 90a	Vc 90b	Vc 110b
Pb	1.2	1.3	0.4	0.8	0.9	0.7	0.5	0.5	0.4	2.1	0.1	0.	2.7
Zn	8	42	6	15	49	51	21	22	14	66	32	30	18
Ni	30.6	18.2	102.4	110.3	47.5	76.8	31.3	41.1	12.7	28.5	20.3	21.4	28.3
As	<0.5	<0.5	2.9	<0.5	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1.9	<0.5	<0.5	0.5	<0.5
Ag	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Au	1	12.6	24.3	1.5	0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.01	2.3	<0.5	<0.5	0.9
La	5.6	17.3	5	12.6	36.8	19.7	3.5	6.9	3.8	30.0	5.7	6.3	4.4
Ce	13.3	40.4	10.6	31.9	85.1	45.4	9.0	16.3	10.2	68.4	14.7	15.3	9.4
Pr	2.08	5.65	1.76	4.51	10.11	5.46	1.40	2.51	1.51	8.44	2.28	2.30	1.21
Nd	9.5	26.2	9	19.3	41.5	22.1	7.7	11.7	8.1	36.6	12.4	11.2	4.8
Sm	3.2	6	2.4	4.4	7.6	4.2	2.3	2.6	2.6	8.3	3.6	3.5	1.7
Eu	1.08	1.86	0.73	1.19	2.19	1.32	0.79	0.76	0.94	2.34	1.22	1.32	0.55
Gd	3.56	4.98	2.34	4.06	4.95	3.49	2.78	2.25	3.38	8.61	4.73	4.44	2.14
Tb	0.66	0.68	0.37	0.68	0.63	0.52	0.49	0.39	0.68	1.51	0.85	0.84	0.35
Dy	4.22	3.69	2.21	3.6	2.86	2.23	3.13	2.14	4.28	8.99	5.20	5.10	2.69
Ho	0.86	0.65	0.45	0.64	0.50	0.51	0.64	0.45	0.98	1.85	1.14	1.14	0.58
Er	2.41	1.79	1.34	1.8	1.37	1.42	1.94	1.42	2.95	5.32	3.18	3.29	1.79
Tm	0.4	0.24	0.17	0.29	0.20	0.19	0.29	0.22	0.51	0.90	0.51	0.55	0.27
Yb	2.5	1.26	1.17	1.51	1.15	1.22	1.61	1.21	2.83	4.87	2.98	3.13	1.86
Lu	0.32	0.19	0.19	0.21	0.16	0.22	0.25	0.20	0.41	0.77	0.42	0.44	0.29

Folha Itatira								
Anfibolitos								
	am02	am03	am04	am05	am06	am07	am08	
SiO2	53.15	49.83	50.33	50.84	49.7	49.23	50.32	
Al2O3	3.34	14.76	b	15.63	14.66	14.62	14.35	
Fe2O3	8.9	9.35	15.7	9.7	10.17	13.59	9.63	
MgO	19.17	1001	4.99	7.46	9.31	7.28	9.47	
CaO	12.2	12.14	10.15	10.82	11.6	9.87	11.37	
Na2O	0.41	1.86	2.36	3.21	1.81	2.19	2.28	
K2O	0.07	0.41	0.46	0.7	0.56	0.89	0.44	
TiO2	0.32	0.57	1.25	0.51	0.69	1.18	0.67	
P2O5	0.02	0.07	0.12	0.07	0.06	0.11	0.05	
MnO	0.21	0.16	0.22	0.14	0.16	0.21	0.16	
Cr2O3	0.284	0.012	0.009	0.046	0.065	0.03	0.074	
LOI	1.9	0.8	0.9	0.9	1.2	0.8	1.2	
ToT/S	0.04	0.01	0.05	0.01	0.01	0.01	0.01	
Ba	41.6	141.3	86	56.6	237.5	191.5	40.8	
Co	52.3	<1	<1	<1	46.7	49.7	41.5	
Cs	<1	0.7	0.1	0.1	0.2	0.3	0.1	
Ga	6.2	13.4	18.9	12.4	15.6	17.4	13.7	
Hf	0.5	<.5	2.4	0.9	1.2	2.4	1.1	
Nb	<.5	1.6	3.7	1.9	2.1	4.8	2	
Rb	0.7	11.5	10.9	10.2	9.8	41.6	6.5	
Sr	23.4	187.8	174.8	68.3	111.4	147.1	90.7	
V	173	185	360	221	239	308	233	
Zr	11.6	21.4	72.5	28.5	39.8	81.3	38.1	

continua...

...continuação

Folha Itatira							
Anfibolitos							
	am02	am03	am04	am05	am06	am07	am08
Y	10.2	13.5	28.6	14.1	16.1	27.8	15.1
Cu	109.2	135.8	107.6	45.6	42.2	93.3	55.5
Pb	0.4	0.7	0.4	0.7	3.1	0.8	1.7
Zn	4	9	41	15	13	18	11
Ni	51.6	19	28.9	43.1	41.8	34	39
As	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5
Ag	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
Au	<.5	6.4	34.2	<.5	<.5	<.5	0.8
La	8.6	3.1	5	4.8	2.8	9.6	3.8
Ce	6.9	8.1	12.4	6.9	7.8	18.8	6.9
Pr	1.41	1.28	1.9	1.26	1.18	2.86	1.22
Nd	6.7	5.8	9.5	4.8	5.6	13.7	6.3
Sm	1.5	1.8	3.3	1.5	1.9	3.7	1.8
Eu	0.43	0.76	1.26	0.49	0.76	1.27	0.71
Gd	1.65	2.19	3.99	1.8	2.19	4.14	2.24
Tb	0.26	0.32	0.69	0.28	0.42	0.76	0.41
Dy	1.74	2.3	4.85	2.36	2.8	4.81	2.62
Ho	0.31	0.48	1.05	0.5	0.55	1	0.53
Er	1.02	1.34	2.87	1.47	1.64	2.93	1.53
Tm	0.14	0.2	0.43	0.24	0.23	0.46	0.25
Yb	0.6	1.23	2.66	1.49	1.56	2.72	1.58
Lu	0.14	0.21	0.47	0.25	0.26	0.42	0.23

Folha Itatira								
Anfibolitos								
	am09	am11a	Prc 1288	Prc 1304	Prc 1311	Prc 1333	Prc 1384	Prc 1385
SiO2	47.98	54.13	49.95	46.34	48.51	46.75	58.36	42.62
Al2O3	14.22	8.4	14.57	16.9	4.89	11.03	14.47	14.45
Fe2O3	13.06	9.99	14.75	11.36	11.3	10.14	7.75	16.85
MgO	7.75	12.51	6.94	6.2	18.07	7.72	5.51	6.99
CaO	10.63	10.6	9.2	11.12	12.92	22.1	6.82	10.75
Na2O	2.23	1.26	2.21	3.01	0.57	0.46	3.62	2.5
K2O	1.1	0.53	0.28	0.67	0.36	0.23	1.39	0.24
TiO2	1.1	0.62	1.46	2.44	0.73	0.25	0.7	4.63
P2O5	0.08	0.15	0.12	0.27	0.05	0.03	0.23	0.11
MnO	0.2	0.23	0.18	0.16	0.2	0.19	0.13	0.2
Cr2O3	0.036	0.052	0.027	0.044	0.32	0.207	0.031	0.005
LOI	1.6	1.5	0.3	1.4	1.9	0.8	0.9	0.6
ToT/S	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ba	146.6	213.8	71.6	280.6	26.6	533.2	354.1	176
Co	51.7	62.9	46.5	44.2	57.8	49.3	26.2	52
Cs	<.1	0.3	<.1	0.1	<.1	0.3	3.4	0.4
Ga	17.7	12.9	18.6	19.7	10.6	8.6	16.9	20.3
Hf	1.9	2.8	2	4.4	3.3	<.5	3.1	1.1
Nb	3.4	2.9	4.9	21.9	0.8	2.2	4.3	2
Rb	17.8	7.6	6.8	13.5	1.5	10.3	64.9	4.8
Sr	278	121.6	70.7	334.8	39.1	187.5	499.8	547.1

continua...

...continuação

Folha Itatira								
Anfibolitos								
	am09	am11a	Prc 1288	Prc 1304	Prc 1311	Prc 1333	Prc 1384	Prc 1385
V	332	191	395	308	242	189	133	498
Zr	55.3	94.5	72.4	168.1	74.3	10.4	98.5	31.5
Y	22.6	13.9	29.1	28.7	34.9	8.3	14.6	11.9
Cu	56.8	10.5	175.3	41.8	83.8	23.2	16.4	31.8
Pb	1.1	0.8	0.5	0.5	2.5	3.5	1.2	0.3
Zn	34	20	18	29	10	7	39	20
Ni	55.3	50.6	37.2	44.7	55.7	37.2	25.6	20.2
As	<.5	<.5	<.5	<.5	0.8	<.5	<.5	<.5
Ag	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
Au	<.5	<.5	3.9	1.1	<.5	<.5	<.5	<.5
La	4.3	19.9	5.9	20	10.9	3.1	16.6	3.1
Ce	10.3	5.3	12.9	45.3	22.1	6.4	35.6	8.5
Pr	1.53	5.92	2.08	5.97	5.27	0.92	4.42	1.29
Nd	8.6	23.9	10.7	25.4	27.3	3.9	17.9	6.5
Sm	2.6	5.2	3.5	5.4	6.7	1.1	3.7	2
Eu	0.98	1.44	1.37	1.9	1.57	0.36	1.3	0.89
Gd	3.25	3.6	4.2	5.11	6.59	1.11	3.09	2.07
Tb	0.62	0.58	0.82	0.91	1.09	0.25	0.54	0.4
Dy	3.61	2.76	5.07	5.38	6.03	1.45	2.9	2.33
Ho	0.81	0.51	1.04	0.99	1.19	0.31	0.51	0.43
Er	2.25	1.35	3.05	2.65	3.26	0.89	1.4	1.15
Tm	0.32	0.19	0.46	0.43	0.46	0.15	0.21	0.17
Yb	2.3	1.32	2.8	2.8	3.02	0.95	1.33	0.96
Lu	0.37	0.2	0.44	0.37	0.4	0.12	0.19	0.15

Folha Itatira								
Anfibolitos								
	Prc 1391	Prc 1392	Prc 1481a	Prc 1485	Prc 1562	vc81	Vc 114a	Vc 114b
SiO2	49.77	52.98	52.88	52.61	53.97	49.94	50.10	48.61
Al2O3	13.61	15.95	10.27	15.21	17.25	14.96	8.29	12.23
Fe2O3	14.57	10.48	14.43	11.19	7.24	11.87	10.67	17.78
MgO	6.65	4.90	8.46	6.63	6.13	8.01	15.04	4.54
CaO	10.84	8.19	9.71	8.73	8.95	11.65	11.11	9.79
Na2O	2.32	4.13	1.29	2.86	4.27	1.97	0.96	1.02
K2O	0.43	0.50	0.85	0.54	0.71	0.30	0.33	0.32
TiO2	1.06	1.29	0.80	0.87	0.25	0.96	0.56	2.85
P2O5	0.09	0.53	0.12	0.615	0.04	0.07	0.30	0.80
MnO	0.20	0.13	0.13	0.18	0.11	0.17	0.21	0.23
Cr2O3	0.020	0.009	0.304	0.031	0.003	0.38	0.228	0.010
LOI	0.4	0.8	0.6	0.9	1.0	0.1	2.1	1.7
ToT/S	<.01	<.01	0.01	0.01	0.01	0.05	<.01	0.26
Ba	86.9	121.1	239.1	290.5	97.8	136.3	80.	170.1
Co	54.6	35.0	74.7	38.4	41.0	43.8	60.1	170.1
Cs	<.1	0.2	0.1	0.1	0.3	<.1	0.1	50.4

continua...

...continuação

Folha Itatira								
Anfibolitos								
	Prc 1391	Prc 1392	Prc 1481a	Prc 1485	Prc 1562	vc81	Vc 114a	Vc 114b
Ga	16.0	19.3	11.3	14.9	17.9	14.9	12.2	20.6
Hf	1.6	3.7	1.4	2.0	0.8	1.4	2.2	6.8
Nb	2.5	6.4	2.3	2.9	1.1	2.8	3.6	11.1
Rb	6.6	6.0	13.9	13.0	7.8	6.1	2.0	2.5
Sr	138.4	754.1	167.8	248.5	508.6	144.2	189.3	238.8
V	298	165	230	240	110	273	151	296
Zr	50.4	149.9	45.2	69.5	24.8	48.8	80.8	277.2
Y	23.4	22.5	15.0	23.4	5.6	19.2	11.2	66.6
Cu	134.1	41.0	76.6	46.0	10.5	101.9	2.9	53.7
Pb	0.3	0.7	0.5	0.4	1.0	3.3	0.5	0.7
Zn	31	48	24	30	14	12	29	60
Ni	33.5	26.5	120.5	21.6	12.4	43.1	119.7	23.4
As	<.5	<.5	<.5	<.5	<.5	0.5	<.5	1.1
Ag	<.1	<.1	0.2	<.1	<.1	<.1	<.1	<.1
Au	<.5	<.5	1.1	<.5	<.5	0.6	<.5	3.6
La	3.1	40.4	4.0	9.2	3.7	4.5	27.2	27.2
Ce	7.9	86.7	9.9	22.5	6.5	10.2	66.9	66.9
Pr	1.26	10.47	1.45	3.00	0.91	1.47	8.27	8.27
Nd	6.3	40.1	7.2	14.0	4.1	7.5	37.7	37.7
Sm	2.2	7.5	2.0	3.3	1.0	2.1	9.3	9.3
Eu	0.93	2.26	0.73	1.11	0.44	0.83	3.04	3.04
Gd	3.40	5.89	2.62	3.48	0.95	2.84	11.41	11.41
Tb	0.60	0.85	0.46	0.63	0.19	0.53	1.85	1.85
Dy	3.90	4.64	2.69	3.57	0.91	3.20	11.68	11.68
Ho	0.88	0.82	0.56	0.82	0.21	0.75	2.40	2.40
Er	2.55	2.14	1.65	2.45	0.61	2.11	7.00	7.00
Tm	0.38	0.32	0.21	0.37	0.09	0.34	1.03	1.03
Yb	2.46	2.06	1.31	2.29	0.55	1.90	6.15	6.15
Lu	0.40	0.29	0.21	0.37	0.09	0.28	1.00	1.00

Características petroquímicas das rochas metaltramáficas do Complexo Cruzeta

As rochas metaltramáficas do primeiro grupo, representadas por actinolitos e ultramáficas serpentinizadas, apresentam SiO₂ alto, entre 50,7 e 53,1% (MD-51,6), teor de Al₂O₃ (3,3-9,4% MD-5,8), alto teor de MgO (13,6-26,3; MD-19,6), baixo teor de TiO₂ (<0,7%), K₂O (<0,4%), razão CaO/Al₂O₃ oscilando entre (0.3 e 3.6). Os teores Cr variam de 711 a 1963ppm e os de Ni de 21.8 a 1427ppm, indicando seja diferenças na composição do magma parental, envolvendo um manto empobrecido e enriquecido em Cr e Ni, respectivamente ou produtos de taxa de fusão mantélica distinta. Não se descarta também um possível enriquecimento, particularmente do Ni, por ocasião das transformações minerais secundárias.

As rochas ultramáficas do Complexo Máfico-Ultramáfico, que exibem resquícios de textura e mineralogia primária, apresentam teores de SiO₂ mais uniforme (≤49%), Al₂O₃ (8,8-8,9%), MgO (15,3-18,8%), TiO₂ (0,6-0,8%), K₂O (0,1 - 0,9%), razão CaO/ Al₂O₃ ≤1.2. Cr varia de 1293 a 1628ppm e o Ni oscila entre 102 e 110ppm.

As rochas metaultramáficas serpentinizadas apresentam ΣETR entre 31,4 e 89, 2, razão $(La/Sm)_{cn}$ e $(La/Yb)_{cn}$ alta, variando de 2,0 a 4,6 e 8,3 a 16,6, respectivamente. O padrão ETR normalizado ao condrito de Evensen et al. (1978), fortemente inclinado, destaca o acentuado enriquecimento de elementos terras leves (ETRL) em relação aos elementos terras raras pesados (ETRP) (Figura 4.9a), ressaltando ainda uma ligeira anomalia negativa de Ce e Yb em duas amostras. Ao normalizá-las em relação aos basaltos tipo E-MORB (Figura 4.9b) mostra um padrão mais sub-horizontalizado aproximando-se da composição de um manto enriquecido em ETRL. Considerando que se trata de rochas metaultramáficas bastante transformadas, hidratadas, é provável que este enriquecimento em terras leves seja atribuído a processos pós-formacionais, envolvendo metamorfismo e/ou metassomatismo, durante a formação dos minerais de baixa temperatura, como actinolita, serpentina, clorita, e não produtos de fusão mantélica enriquecida.

As rochas ultramáficas do complexo máfico-ultramáfico apresentam ΣETR entre 37,53 e 86,7 razão $(La/Sm)_N$ e $(La/Yb)_N$ oscilando entre 1,3 e 1,8, e 2,8 e 5,5, respectivamente, inferior aos valores das metaultramáficas alteradas. O padrão ETR normalizado ao condrito de Evensen et al. (1978) é também fortemente inclinado, ressaltando o enriquecimento de elementos terras leves (ETRL) em relação aos elementos terras raras pesados (ETRP) (Figura 4.9a). Quando normalizado em relação ao E-MORB (Figura 4.9b) mostra também um padrão mais sub-horizontalizado similar à composição de um manto enriquecido em ETRL. Estas rochas exibem texturas reliquias preservadas, é provável o enriquecimento em ETRL seja atribuído a fonte mantélica enriquecida. Entretanto, a presença de metanoritos com biotita/flogopita pode indicar enriquecimento de ETRL durante o metamorfismo.

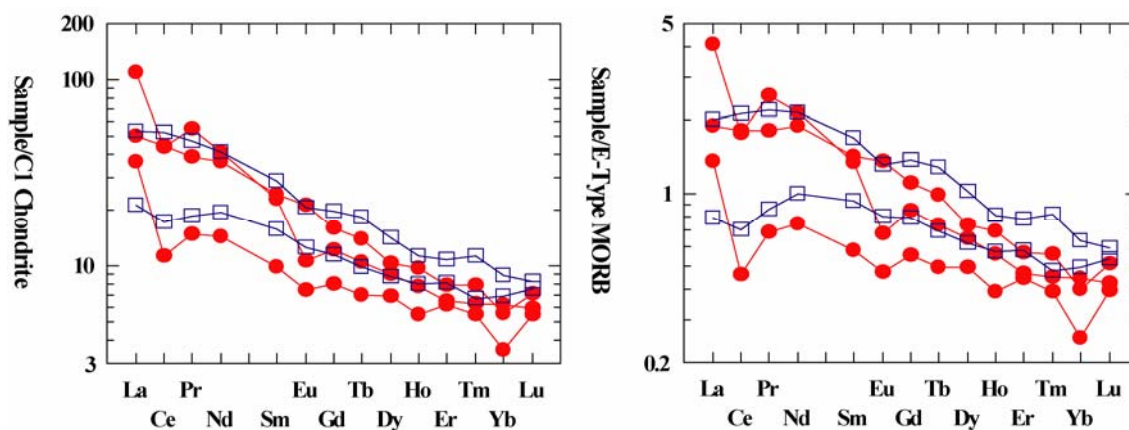


Figura 4. 9: Padrão dos ETRs das metaultramáficas do Complexo Cruzeta, Folha Boa Viagem, normalizado ao condrito de Evensen et al. (1978). (B) Padrão dos ETRs das metaultramáficas do Complexo Cruzeta, Folha Boa Viagem, normalizado ao E-tipoMORB. Círculos cheios=actinolitos e rochas serpentinizadas; retângulo aberto= complexo máfico-ultramáfico.

As rochas metamáficas do Complexo Cruzeta, representadas pelos anfíbolitos, têm ampla distribuição geográfica nas três folhas e embora estejam associadas aos terrenos granito-gnáissicos migmatíticos atribuídos ao Complexo Cruzeta seu posicionamento estratigráfico é ainda impreciso, dada a tectônica pronunciada que afetou esta região. Assim, objetivando uma melhor compartimentação e caracterização do Complexo Cruzeta agrupou-se as metabásicas por folha.

Os anfíbolitos da Folha Boa Viagem (Am-14, Am-15, PRC-1805, VC-87, AM-12, VC-1505) apresentam teor de SiO₂ variando entre 48,2 e 54,7%, teor de Al₂O₃ entre 10,3 e 15,2%, MgO (4,0 -11,4%) CaO (7,9-12,3%) Fe₂O₃, (9,4-18,5%) e TiO₂ (0,8-2,63%). Em relação aos elementos traços compatíveis exibem teores de Cr variados, entre 34 e 383ppm, valores esses muito abaixo e acima do Clarke de rochas básicas (200ppm), enquanto o de Ni oscila entre 23 e 63ppm, bem inferior ao Clarke de rochas básicas (150ppm) indicando que os anfíbolitos foram gerados de fontes diversas ou correspondem a produtos distintos de fracionamento. Os maiores valores de Cr e Ni podem estar associados aos magmas basálticos mais primitivos e os menores a termos mais evoluídos. Zr também varia indo de 52 a 261ppm. A mesma tendência ocorre com Nb (2,3 -15,4ppm), Y (24 - 51) e os elementos traços incompatíveis: Ba (135-712ppm), Rb (4-43ppm) e Sr (176-704ppm).

As rochas anfíbolíticas da Folha Quixeramobim (CQ-41, CQ-29q, CQ-544, CQ-684, CQ-721, CQ-805b, CQ-813a, CQ-847, CQ-919) apresentam teor de SiO₂ bastante irregular, indo de 46,74 a 61,21%, Al₂O₃ entre 8,59 e 19,4%, MgO (3,05 -14,94%), CaO (5,04-14,02%) Fe₂O₃ (5,95-14,62%) e TiO₂ (0,4-1,49%). Os elementos traços compatíveis apresentam teores de Cr variados, indo de 34 a 2080 ppm, valores esses muito abaixo e acima do Clarke de rochas básicas, enquanto o de Ni varia entre 7 e 58ppm, bem inferior ao Clarke de rochas básicas. Zr oscila entre 32 e 446ppm, Nb (1,5-35,1ppm), Y (11 - 35ppm), Ba (44,1 -1413,7ppm), Rb (2-160ppm) e Sr (122 - 3995ppm).

As rochas anfíbolíticas do Complexo Cruzeta da Folha Itatira (Am-03, Am-04, Am-05, Am-06, Am-07, Am-08, Am-09, Am-11a, PRC-1484) exibem teores dos elementos maiores, menores e traços também irregulares. SiO₂ varia de 47,98 a 58,37%, Al₂O₃ (8,4 -15,63%), MgO (4,99-12,51%), CaO (6,82 -12,14%), Fe₂O₃ (7,75 -15,7%), TiO₂ (0,51 -1,25%), Cr oscilando entre 82 e 506ppm, Ni (3-55ppm). Os elementos traços mais incompatíveis têm uma distribuição mais uniforme e valores menores que aqueles encontrados nas rochas anfíbolíticas anteriores: Zr (21-99ppm), Nb (1,6 -4,8ppm), Y (14-29ppm), Ba (40,8-354,1ppm), Rb (7 -65ppm) e Sr (68-500ppm), refletindo provavelmente um magma básico menos evoluído ou um ambiente tectônico distinto daquele dos anfíbolitos anteriores.

Nomenclatura e classificação dos protólitos

Na tentativa de identificar os prováveis protólitos usaram-se os diagramas de classificação de rochas vulcânicas de Cox et al. 1979 (4.11). Como se pode observar, à exceção de uma única amostra que plota no limite entre basalto-andesítico e andesítico, as demais se concentram no campo dos basaltos e basalto-andesíticos. De acordo com Pearce & Can (1973) as rochas basálticas toleíticas apresentam razão Y/Nb superior a 1, ao contrário de suas contrapartes alcalinas cuja razão é menor que 1, diminuindo mais com o aumento do caráter alcalino. Do exposto, pode-se dizer que as rochas originais são de natureza sub-alcalina.

Comportamento geoquímico característico de ambiente tectônico continental e oceânico dessas rochas foi obtido no diagrama Al₂O₃-FeO-MgO de Pearce et al. 1977, reproduzido na figura 12a b, e c. Nestes diagrama a maioria dos anfíbolitos da folha Itatira (Figura 4.12a) se distribui no campo dos basaltos de cadeias meso-oceânicos e ilhas oceânicas e uma minoria na transição de ambiente

continental e orogênico. Os anfibólitos da folha Quixeramobim (Figura 4.12c) são mais irregulares, distribuindo-se entre os campos orogênicos, cadeias meso-ocênicas e ilhas oceânicas e os anfibólitos da folha Boa Viagem (Figura 4.12b) mostra uma preferência pelo ambiente continental e ilhas oceânicas.

Comportamento dos elementos terras.

Os ETR dos anfibólitos da folha Boa Viagem apresentam Σ ETR entre 52,2 e 252, razão Eu/Sm entre 0,26 a 0,34, forte enriquecimento de Elementos Terras Raras Leves (ETRL) em relação aos Elementos Terras Pesados (ETRP) com razão $(La/Yb)_{cn}$ alta, variando de 2,4 a 18,1. O padrão ETR normalizado ao condrito de Evensen et al. (1978) é portanto fortemente inclinado, destacando o acentuado enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP (Figuras 4.13a e b), ressaltando ainda uma ligeira anomalia negativa de Ce e fortemente de Yb em uma amostra. Considerando-se a razão $(La/Lu)_{cn}$ (2,26 -20,4) e Eu/Sm (0,26-0,34) dos anfibólitos da Folha Boa Viagem pode-se dizer que se aproximam mais dos toleitos enriquecidos (0,31 -19,3).

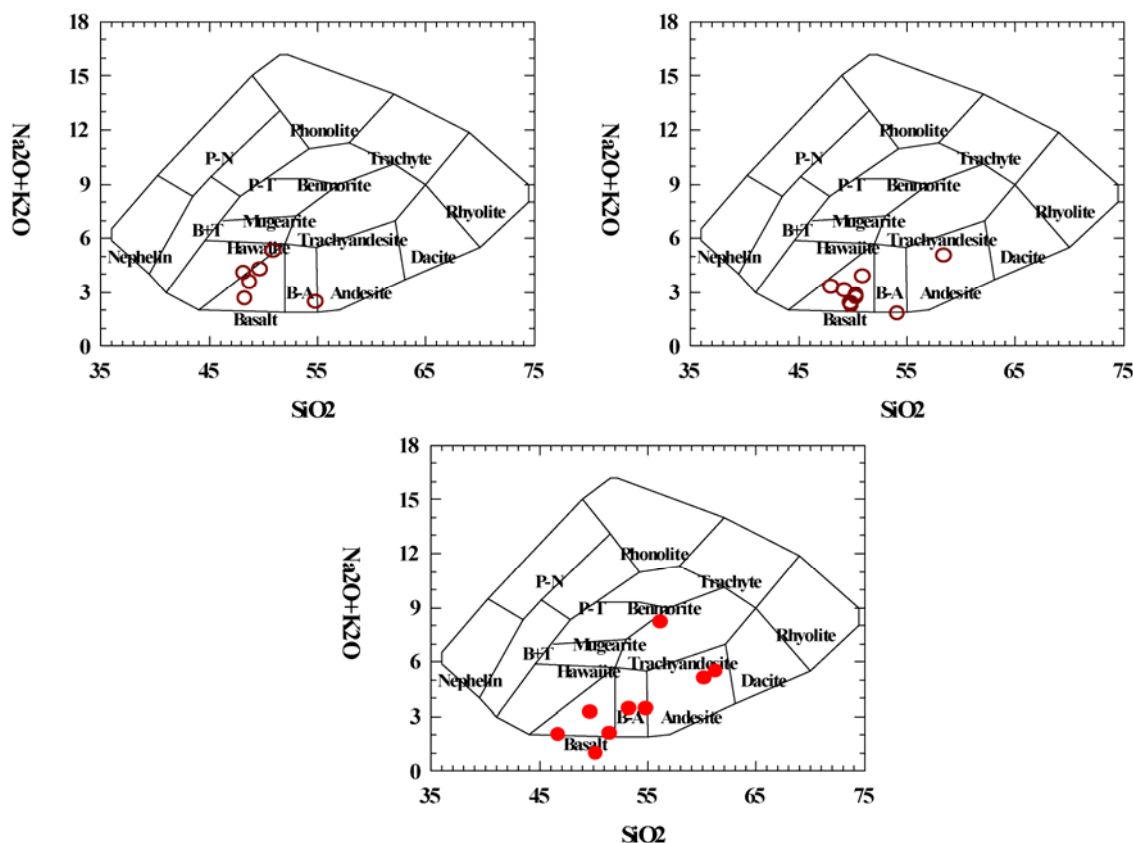


Figura 4.11: Em (A) Diagrama de classificação de rochas vulcânicas de Cox et al. 1979, para rochas anfibólíticas da Folha Boa Viagem. Em (B) rochas anfibólíticas da Folha Itatira e em (C) Anfibólitos da Folha Quixeramobim

Os anfibólitos da Folha Itatira apresentam Σ ETR menor entre 27,1 e 118,4, razão Eu/Sm (0,27-0,42), $(La/Yb)_{cn}$ (1.25-10,1), $(La/Lu)_{cn}$ (1,1-10,36). Nas rochas anfibólíticas da Folha Boa Viagem os elementos terras raras apresentam : i) Σ ETR entre 52 ppm e 289 ppm; e ii) razão $(La/Yb)_{cn}$ de 23 a 111; $(La/Sm)_{cn} > 1$, implicando que que os peridotitos podem ser resultados de processos metamórficos, metassomáticos e de alteração, tais como serpentinização. Ao normaliza-

los em relação ao condritos e ao MORB (Figura 4.13) observa-se um enriquecimento relativo dos LREE/HREE e uma anomalia positiva de Eu. Considerando, que estas rochas estão serpentinizadas, é provável que esta anomalia possa estar relacionada a processos de alteração (serpentinização, em vez de cumulos de plagioclásio).

4.3 Complexo Cruzeta

Na porção sudoeste da folha Quixeramobim predominam os paragneisses do Complexo ora em discussão. São gnaisses arcoseanos (Figura 4.14), com biotita essencial a acessória, derivados de sedimentos semi-pelíticos/psamíticos, encontrando-se frequentemente intercalados com anfibolitos, calcissilicáticas e mais raramente com quartzitos, hornblenditos e xistos pelíticos. Quando a biotita é acessória, podem ser classificados de metarenitos arcoseanos, como o encontrado a jusante da barragem do açude Jurema. Estes metarenitos preservam sua estratificação primária (S_0) fracamente basculada e paralela à foliação regional S_1 .

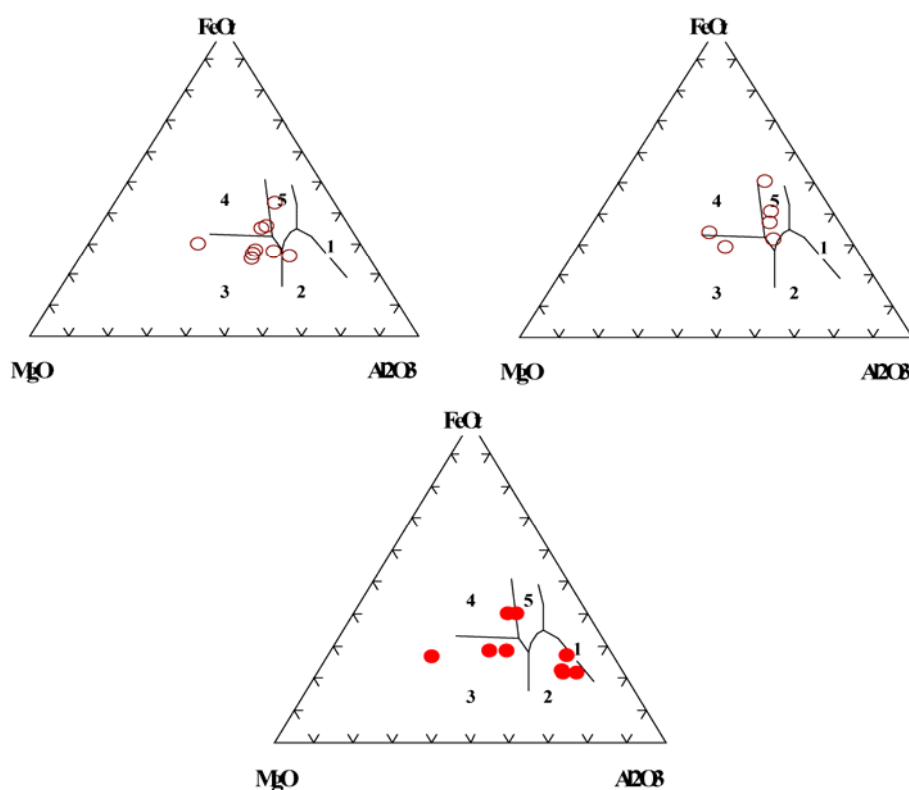


Figura 4.12: Diagrama MgO-FeO-Al₂O₃ de Pearce et al. 1977 distinguindo os campos de ambientes tectônicos de rochas ígneas básicas para os anfibolitos do Complexo Cruzeta da folha Itatira (A), Boa Viagem (B) e Quixeramobim (C). 1- Ilhas oceânicas de centro de expansão; 2- Orogênico; 3- Cadeias meso-oceânicas; 4-Ilhas oceânicas; 5-Ambiente continental.

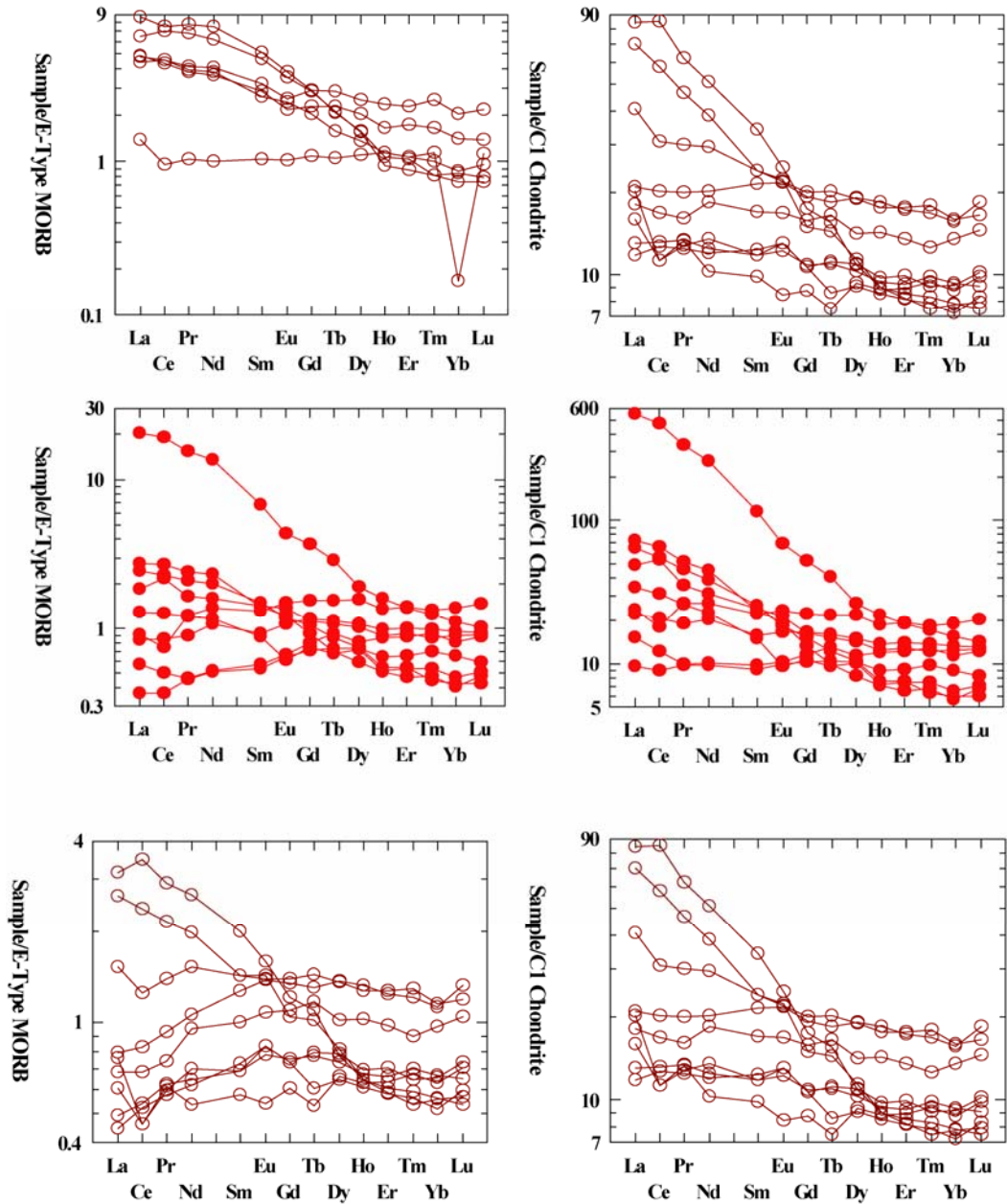


Figura 4. 13: Padrões elementos terras raras MORB e condrito normalizados para rochas anfibólicas das Folhas Boa Viagem (A, B), Quixeramobim (C,D) e Itatira (E,F), respectivamente.



Figura 4.14: Complexo Cruzeta aqui repre-sentado por paragnaisses em bancos maciços, decimetricos a métricos, com intercalações de filmes biotíticos (451584 – 9413304).

Em lâmina esta rocha é de granulação média e constituída de plagioclásio (60%), quartzo (32%). A biotita varia de acessória a essencial (8% numa das lâminas) e os outros acessórios são opacos, apatita e minerais do grupo do epidoto. Os cristais de quartzo são anédricos subangulosos de vários tamanhos (0,1-0,7 mm), mostram extinção ondulante e, por vezes, resíduos de dissolução por pressão que é uma das características das rochas paraderivadas de protólito semi-pelítico. O plagioclásio ocorre também em cristais anédricos na mesma faixa de granulação que o quartzo. Localmente a microclina está presente. A biotita ocorre em finas lamelas (0,05 mm) ou, menos frequentemente, na forma de agregados lamelares.

Na porção do Complexo Cruzeta localizada no quadrante NW da Folha Quixeramobim ocorrem principalmente ortognaisses bandados e rochas metaígneas variadamente deformadas, intrudidos em paragnaisses.

O Complexo Cruzeta difere da Unidade Quixeramobim tanto em termos litológicos (raros são os xistos pelíticos no primeiro) quanto em termos estruturais. O complexo apresenta-se muito mais deformados, com dobras sinformes e antiformes cujos eixos mergulham em vários sentidos. História deformacional mais complexa é consequência natural de uma idade mais antiga e evolução geológica também mais complexa.

Complexo Cruzeta – Unidade Tróia

Gomes (1981), Almeida (1984, 1995), Pessoa et al (1984, 1986), definiram o termo Complexo Pedra Branca. A idade deste complexo foi definida após pesquisa realizada por Fetter et. al (1999) onde foram definidas idades Neoarqueanas (2.7 Ga pelo método U/Pb em zircões) para o conjunto denominado de Unidade Tróia. Esta unidade é constituída por: rochas meta-básicas e meta-ultrabásicas como actinolita-tremolita-xistos, actinolita-tremolita-clorita-xistos, anfíbolitos; meta-hornblenditos, serpentinitos, cromita-clorita-xistos e cromititos. Também fazem parte da unidade rochas metassedimentares, dentre as quais podem ser encontrados xistos grafitosos, mármore, formações ferríferas bandadas (BIF's de suíte óxido e silicática), turmalinitos, quartzitos micáceos e gnaisses quartzo-feldspáticos. Intercalados nesta sub-unidade podem ser encontradas rochas meta-máficas de natureza basáltica, caracterizando esta sub-unidade como uma sequência vulcano-sedimentar, com evolução em ambiente oceânico (Pessoa et al, 1984). As rochas desta unidade ocorrem entre as cidades de Pedra Branca e Cruzeta estendendo-se para sul até a localidade de Capitão Mor, onde estão situadas as principais ocorrências de Cromo associada a formação de cumalatos e intrusões toleíticas.

As rochas de caráter básico a ultrabásico possuem como mineral principal a hornblenda que localmente apresenta-se como fenocristais, formando texturas do tipo augen, feição esta situada a 2 km a oeste da cidade de Pedra Branca. Encontram-se intercaladas em sistema de baixo ângulo com metassedimentos e metavulcânicas ácidas que durante a deformação brasileira formaram gnaisses bandados ricos em lentes e bandas anfíbolíticas, em muitos locais metassomatizadas para talco-xistos, clorita-xistos e actinolita-xistos. Os xistos básicos, em afloramento, exibem coloração cinza-esverdeado, granulação fina e crenulação evidente. Ao microscópio mostram texturas ora lepidoblástica, ora nematoblástica e contêm principalmente clorita, actinolita-tremolita, plagioclásio e minerais opacos. Merece destaque o vermiculita-xisto que ocorre na altura do quilômetro 134 da

BR-020. Esta rocha de natureza ultrabásica foi cortada por pegmatitos, o que ocasionou a formação de esmeraldas (ocorrência hoje "exaurida").

Meta-hornblenditos e anfibolitos podem ocorrer em um mesmo corpo, o que corrobora inferir a existência de dois magmas distintos. Neste caso, metahornblenditos (cumulatos) ocorrem na base e passam gradualmente a anfibolitos com o aparecimento gradual de plagioclásio. Petrograficamente são recristalizados tardiamente para actinolita-tremolita evidenciando retrometamorfismo na suíte xisto verde.

Os serpentinitos mostram feições texturais diversas dentre as quais podemos destacar a cumulática, onde os cristais de olivina estão completamente pseudomorfoseados para serpentina (antigorita) ou as vezes por clinocloro e minerais de ferro com forte predomínio de magnetita. Gonditos na localidade de Açude formam pequenos morrotes, possuem estrutura microbandada e microdobrada com grande quantidade de veios de quartzo, hornblendas geminadas são observadas na petrografia e mostram-se como fonte do ferro enriquecido durante o metamorfismo.

Espinélio hercínítico e cromita são componentes eventuais destas rochas. Serpentinitos com textura milonítica são encontrados na vila denominada Açude. Os cromititos, de natureza estratiforme, se mostram em lentes que variam em espessura desde centimétrica a métrica. Acamamento ígneo é uma feição encontrada nestas rochas. Ao microscópio, as cromitas se mostram arredondadas, com formas nítidas de corrosão, mergulhadas em uma matriz composta por kamemerita. Em secções polidas, rutilo é observado incluso nas cromitas.

A Unidade Tróia encontra-se como um núcleo dentro do Complexo Cruzeta o qual bordeja com gnaisses bandados toda a unidade. Possui idade neoarqueana e experimentou pelo menos dois eventos orogenéticos que afetaram os terrenos situados acima do Lineamento Patos, Transamazônico (1.9 Ga) e Brasileiro (600 Ma).

O evento Transamazônico possui predomínio de movimentos tangenciais com cavalgamentos na direção NW-SE. Bons exemplos desta geometria similar à duplex encontra-se na localidade de Santo Amaro (perfil Pedra Branca-Cruzeta). Formaram-se planos Sn tangenciais com mergulhos variando até 45 graus e caimento preferencialmente para SE. Na foliação podemos observar uma forte lineação de estiramento paralela ao caimento da foliação que associada a indicadores cinemáticos mostra um transporte ora para NW ora para SE.

O evento Brasileiro se desenvolveu em dois grandes regimes tectônicos, onde predominantemente cavalgamentos são truncados por transcorrências intercontinentais dextrais, localmente sinistrais. Este evento afetou as rochas da Unidade Tróia verticalizando os planos de foliação e reorientando-os para a direção NE, formando milonitos a ultramilonitos e gnaisses migmatíticos. O Complexo Cruzeta e suas unidades foram pouco afetados pela granitogênese neoproterozóica. Os granitos que formam as Supersuítas Quixeramobim e o Complexo Tamboril-Santa Quitéria bordejam todo o núcleo arqueano. Ao que parece o Complexo Cruzeta apresentou-se rígido e coeso durante as intrusões neoproterozóicas não permitindo a edificação de arcos magmáticos. Já o metamorfismo por metassomatismo foi intenso com forte percolação de fluidos tardios ricos em água, hidratando minerais pretéritos neocrystalizando actinolita-tremolita, talco, biotita, muscovita, epidoto, clorita,

opacos (magnetita e hematita) apatitas e turmalina. O único representante litológico deste evento são corpos métricos lineares de pegmatitos, intrudidos em falhas extensionais tardi-transcorrências.

4.4 Unidade Algodões

Esta unidade se mostra composta basicamente composta por muscovita-biotita para-gnaisses finos de coloração cinza com intercalações restritas de metapelitos (Figura 4.15), para-anfibolitos de espessuras variáveis, mas geralmente inferiores a 1m. Rochas calcissilicáticas são raras, mas quando ocorrem estão sempre associadas aos anfibolitos e "sheets" graníticos.

Na Folha Quixeramobim os anfibolitos são essencialmente paraderivados, com ou sem granada, de granulação diversa, formando camadas de extensão até quilométrica e espessura variável, desde métrica a decamétrica. Entre os anfibolitos, são encontradas camadas de hornblenditos de granulação grossa, de extensão e espessura métricas.

Os anfibolitos da unidade Algodões são geralmente compostos de plagioclásio-hornblenda \pm titanita \pm epidoto \pm quartzo \pm apatita \pm ilmenita e raro clinopiroxênio, com anfibólio e plagioclásio compondo cerca de 90% da rocha. Apesar desta homogeneidade composicional existem variações importantes na granulação. Em geral os anfibolitos de granulação grossa (cristais maiores que 5 mm) são mais abundantes em direção ao topo da pilha sedimentar, onde eles aparecem como bandas de espessura centimétrica, intercalados com biotita para-gnaisses de granulação fina, mas com graduações granulométricas às vezes normais às vezes invertidas. Os contatos entre estas camadas são geralmente bruscos, mas anastomosados. Ocasionalmente xistos a biotita similares aos xistos da Unidade Quixeramobim, substituem os para-gnaisses.

As rochas que contem clinopiroxênio-hornblenda apresentam uma associação comum plagioclásio-hornblenda-clinopiroxênio como titanita epidoto e ilmenita acessórios.

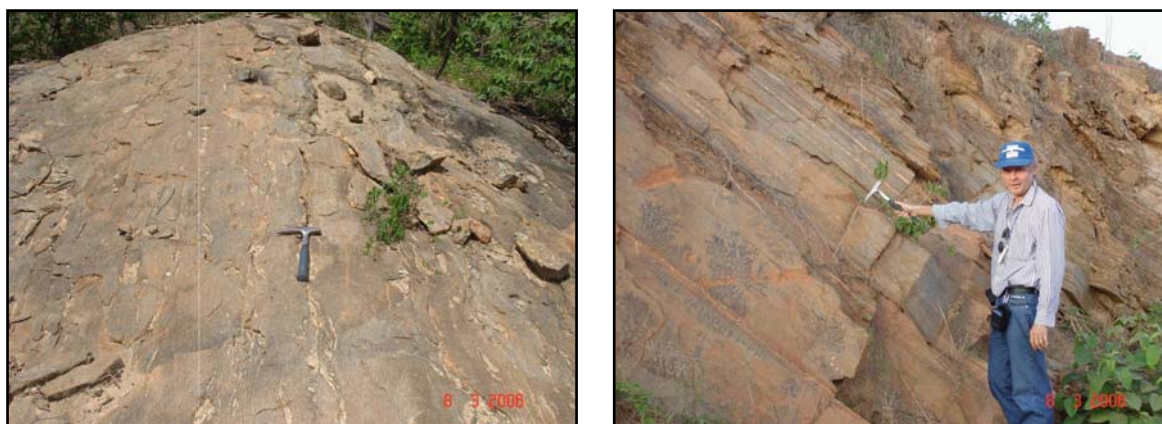


Figura 4.15: Em (A) "xistos" da Unidade Quixeramobim ao longo do contato entre esta Unidade e a Unidade Algodões (464807/9430002). Em (B), metapsamitos da Unidade Algodões, distante cerca de 150m do afloramento foto (A), ao longo da mesma rodovia (464872/9430152).

Independente da granulação os anfibolitos apresentam uma foliação metamórfica bem desenvolvida paralela ao acamamento granulométrico, ou seja $S_0//S_1$. Esta feição junto com a carência de diferenças composicionais entre as camadas, sugere que o paralelismo foliação / acamamento se deve a um dobramento isoclinal, com forte componente recumbente. As bandas

mais grossas talvez representem zonas mais ricas em flúidos, comparadas com as adjacentes mais pobres em fluidos que desenvolveram texturas de altas densidades de nucleação.

Os anfibólios são hornblendas actinolíticas de cor verde, prismáticas sem variação composicional, pelo menos aparente. Os limites dos cristais de anfibólio e piroxênio (diopsídio) são bruscos, entretanto, localmente, o clinopiroxênio pode mostrar textura de reação para actinolita-tremolita provavelmente relacionada com a retrogressão metamórfica que afetou a seqüência sedimentar.

As hornblendas se exibem em tamanho variável dependendo do tipo de anfibolito encontrado, mas em geral são em torno de 2mm, com os maiores podendo alcançar a 6mm. Os cristais são geralmente alongados subedrais e em alguns casos poiquiloblásticos

Plagioclásios ocorrem em cristais anedrais de tamanhos variáveis similar ao anfibólio, geralmente exibem geminação polissintética típica do grupo e não mostram evidência de zonação. A alteração do plagioclásio, muito provavelmente, ocorreu durante o retrometamorfismo em que o plagioclásio se transformou para epidoto e calcita.

Em geral o quartzo é abundante, entretanto seu percentual é variável. Ele sempre é anedral e intersticial.

Magnetita é casual e está presente em muitas amostras, mas seu percentual é sempre inferior ao de ilmenita. Titanita é uma fase comum, sendo em alguns casos rodeada por ilmenita.

Outros minerais presentes incluem apatita, pirita, granada, zircão, K-feldspato e calcita. Biotita substitui anfibólio e pode estar presente em quantidades variáveis. De maneira geral, as rochas exibem textura de equilíbrio, muito embora possam aparecer amostras onde há a presença de simplectitos pagioclasio-hornblenda.

4.5 Complexo Acopiara

O termo foi usado por Cavalcante *et al* (2003) para definir uma seqüência rochosa que ocorre na porção sudeste da Folha Quixeramobim composta principalmente por metatexitos com estrutura gnáissica, cujos leucossomas exibem composição granítica rica em albita, granodiorítica e sienogranítica, alguns deles com granada, e paleossomas que apresentam composição que varia de biotita xistos a para-anfibolitos. São freqüentes as lentes de anfibolitos e meta-hornblenditos intercalados com estes metatexitos. Cordões (não mapeáveis) de rochas metassedimentares sinuosos (Unidade Orós), pouco ou nada migmatizados apresentam-se preservados neste substrato (Figura 4.16). São também abundantes os leuco-granitos finos de cor cinza a biotita e, ocasionalmente, a muscovita, resultantes da fusão parcial do pacote supracrustal fonte.



Figura 4.16: Rochas metassedimentares aluminosas ricas em biotita e muscovita, com intercalações de rochas metapsamíticas finas. Local: Distrito de Juatama (9434786/499990).

Os metatexitos se exibem com estrutura gnássica, cujo bandamento está representado pela alternância de leucossomas de composição essencialmente albita-granítica/granodiorítica com ou sem granada e paleossomas predominantemente biotíticos.

Nas rochas metasedimentares Acopiara não migmatizadas (Figura 4.16) a assembleia mineral geralmente encontrada é muscovita + biotita + plagioclásio + quartzo com turmalina, apatita, zircão e ilmenita como acessórios. Algumas destas rochas metasedimentares exibem adicionalmente K-feldspatos, sillimanita, granada e rutilo em camadas que não necessariamente estão obedecendo a um critério de maior ou menor profundidade, mas provavelmente relacionadas a sítios estruturais favoráveis. O desaparecimento de muscovita e aparecimento de sillimanita estão geralmente relacionados ao aparecimento de porções neossomáticas. Nas porções migmatíticas a assembleia mineral é quartzo + plagioclásio + biotita ± K-feldspato + apatita + zircão + ilmenita + grafita. Sillimanita fibrolítica é relativamente rara. Granada se faz presente em maior frequência em mesossomas, mas pode aparecer também em leucossomas. Turmalina é frequente. Muitas das fases acessórias, tais como zircão e minerais óxidos de ferro e/ou titânio, estão incluídas nas biotitas.

São raras as rochas que contêm muscovita, entretanto, ela pode ser observada microscopicamente como uma fase ligada à desestabilização da biotita. Clorita aparece como mineral de alteração da biotita.

Os metatexitos Acopiara se mostram de cor cinza escuro, granulação média, bandados, (estrutura gnássica), apresentando uma quantidade razoável de veios pegmatíticos tardios de largura centimétrica a decimétrica. A maioria dos leucossomas se mostra paralelo às foliações dos protólitos pré-existentes. Em afloramento, apresentam-se bastante intemperizados e fraturados com foliação SE (bandamento composicional paralelo à foliação metamórfica) de N10°E a N40°E e mergulhos variando de 10° a 50° sempre para SE.

As camadas leucossomáticas ocupam cerca de 20% do volume da rocha e são essencialmente quartzo-feldspáticas, com raras biotitas. Elas contêm quartzo, plagioclásio, K-feldspato em quantidade menor de biotita, e são texturalmente mais homogêneas e de granulação mais grossa que os mesossomas.

Uma porção escura, fortemente foliada, rica em biotita e em fases acessórias e ainda pobre em minerais félsicos, ocorre nas margens dos leucossomas e daí podem representar as fases restíticas. Ao microscópio, exibem textura granolepidoblástica com as bandas félsicas constituídas por um mosaico granoblástico de quartzo e plagioclásio albitico - oligoclásico e as bandas máficas constituídas por muscovita, biotita e eventualmente hornblenda actinolítica, epidoto e granada, arranjados numa trama lepidoblástica. "Kink bands" são frequentes nas micas, enquanto que as granadas exibem feições sintectônicas.

Leucogranitóides - Estão representados principalmente por granitos cinza, finos, leve a fortemente foliados, com foliação variando entre N30°E e N40°E e mergulhos entre 85° e 60° para SE. Eles se mostram intimamente associados aos metatexitos, com os quais fazem contatos gradacionais. Nas zonas de maior percentual de fusão, a foliação, tão evidente nos metatexitos, desaparece dando lugar a uma associação rochosa caracterizada pela presença de rochas que apresentam uma fraca

e contorcida foliação, definida pelo alinhamento de biotita e muscovita. Inseridos nestes leucogranitos são encontrados enclaves *surmicaceous* em faixas e/ou manchas constituídas principalmente por biotita (>90% do volume), quartzo e plagioclásio (restitos).

Os leucogranitos são constituídos por plagioclásio, microclina, quartzo, biotita e muscovita, com estes dois últimos perfazendo menos que 10% do volume modal. Granada pode estar presente. Conforme a variação nos percentuais dos feldspatos, estes leucogranitóides exibem composição que varia de granodiorítica a granítica. Veios pegmatíticos e aplíticos pitgmáticos e outros mais tardios são comuns.

Os anfibolitos, normalmente bandados e de granulação fina a média, apresentam bandas escuras compostas essencialmente por anfibólios actinolíticos e bandas claras formadas essencialmente por plagioclásio albitico e quartzo. Eventualmente, ocorrem microclina. Outras rochas anfibolíticas são monominerálicas ou quase, com anfibólios em organização aleatória. O bandamento e os percentuais de quartzo sugerem uma natureza sedimentar para estes anfibolitos.

Rochas calcissilicáticas estão quase sempre associadas aos leucogranitóides e anfibolitos, sendo destes diferenciadas pelo seu padrão cárstico de alteração. Sua composição é quase sempre similar a dos anfibolitos, e comumente mostram k-Feldspato em sua composição. Escapolitas foram vistas em duas amostras. Exibem estrutura granoblástica e menos comumente bandadas.

Complexo Acopiara - Unidade leucogranitos

Esta unidade está composta por granitos miloníticos de cor cinza-esbranquiçada, granulação fina com cristais menores que 1 mm, inequigranular, caracterizada pela superposição de deformação frágil sobre uma deformação dúctil onde minerais estirados materializam uma lineação de estiramento geralmente marcada pelo alinhamento de muscovitas.

Estes granitos miloníticos mostram uma fábrica planar materializada pela alternância de camadas sub-milimétricas ricas em mucovita e clorita e camadas milimétricas ricas em quartzo e feldspatos. A fábrica milonítica mostra uma forte assimetria indicando que a deformação teve uma importante componente não coaxial. Vários indicadores cinemáticos tais como S-C planos, porfiroclastos, *mica-fishes*, indicam essa assimetria indicando um movimento dextral

Muitos dos feldspatos maiores se mostram quebrados e deslocados gerando geminação mecânica. O quartzo é totalmente concentrado em *ribbons* e serão descritos adiante.

A deformação dúctil, como sugerido pela assimetria de feldspatos e crescimento de muscovita, parece ter ocorrido em condições intermediárias de metamorfismo, mas, por outro lado, o comportamento frágil dos feldspatos e o crescimento sin-cinemático de clorita como mineral estável sugerem reativações posteriores em condições metamórficas de suíte xistos verdes.

A formação de muscovita a partir de feldspatos sugere uma intensa atividade de flúidos através da reação de ductilização (dissolução) dos feldspatos, bem como transferência de massa de sílica provavelmente vinda de zonas milimétricas de ultramilonitos. Em paralelo à criação de muscovita há um decréscimo de feldspato.

O feldspato plagioclásio ocorre em cristais anedrais, muitas vezes alongados e mostrando alteração freqüente para mica branca. Poucas vezes apresenta-se geminado segundo a lei da Albita-Periclina. Inclusões de zircão foram observadas.

A microclina é o feldspato dominante e ocorre em cristais anédricos, sem indícios de alteração. Exibe a macla xadrez característica. Por vezes mostra extinção ondulante e alongamento de cristais.

A muscovita ocorre em faixas, normalmente descontínuas, orientada segundo uma direção preferencial. Os cristais, na sua maioria, mostram-se estirados, encurvados e contorcidos, refletindo a intensa deformação sofrida. Presença de inclusão de zircão.

A clorita ocorre juntamente com a muscovita compondo as faixas micáceas, só que em menor quantidade. O zircão ocorre na forma de inclusão tanto no plagioclásio quanto na muscovita. Raros cristais anédricos de minerais opacos são encontrados dispersos pela rocha.

O quartzo é segregado quase totalmente em "ribbons" mono e policristalinos que mostram uma geometria variável devido à variação na deformação. Em alguns locais a deformação produziu uma forte modificação dos cristais de quartzo com desenvolvimento de lamelas e novos subgrãos. Em locais mais deformados, todo o quartzo está concentrado completamente em "ribbons" policristalinos recristalizados onde os grãos originais na maioria das vezes não podem mais ser reconhecidos. Fábrica de forma de grãos bem-desenvolvida e fábrica de eixo C sempre estão presentes e indicam que a recristalização dinâmica ocorreu durante deformação progressiva e estiramento destes "ribbons".

Os "ribbons" de quartzo são geralmente descontínuos e anastomosados. Eles mostram uma razão comprimento/largura >20 e a variação de espessura ao longo de um determinado *ribbon* é geralmente abaixo de 10% onde eles não são afetados pelo dobramento. Porém, as larguras dos

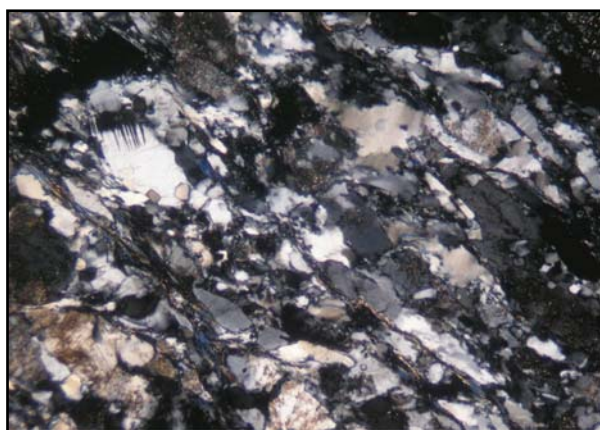


Figura.4.17: "Ribbons" de quartzo dinamicamente recristalizados que mostram morfologias de grão diferentes. Estes "ribbons" são formados por agregados e domínios monocristalinos grandes, interpretados como resultados da coalescência de grãos.

"ribbons" mudam drasticamente onde o dobramento ocorre. O quartzo se exhibe em duas populações de grãos com tamanhos e formas características. Mais que 50% do volume dos "ribbons" estão compostos por uma população de grãos pequenos cujo tamanho médio está entre 10 e 30 μ podendo às vezes alcançar 80 μ (Figura 4.17). Estes grãos pequenos podem ser separados em duas subpopulações de acordo com as suas formas. Cada população apresenta feições que são características de diferentes processos de recristalização dinâmica. Grãos alongados com bordas subparalelas e pequenas rotações com relação a subgrãos de mesmo tamanho

e forma provavelmente foram originados através de recristalização e rotação do subgrão (RRS), enquanto grãos com bordas irregulares suturadas foram originados provavelmente

por recristalização e migração ao longo dos limites do grão (RMLG). A coexistência destes diferentes processos de recristalização em quartzo é na realidade comum em baixas condições metamórficas.

Os novos cristais formados por RMLG são normalmente maiores que os formados por RRS. Por outro lado, há também a possibilidade de que todos os grãos tenham sido formados originalmente por RRS, com alguns deles sendo modificados subsequente.

Entre dois domínios sucessivos de grãos recristalizados existem, porções "policristalinas" cujas geometrias e dimensões parecem corresponder àquela dos grãos de quartzo originais nas amostras fracamente deformadas. Então, estes grãos grandes, agora substituídos por uma nuvem de pequenos cristais recristalizados (textura em sub-grãos) podem ser considerados como porfiroclastos derivados de grãos originais. Alternativamente, alguns grãos também grandes, exibem uma orientação de eixo C semelhante a dos grãos recristalizados adjacentes e não mostram os limites de grãos suturados típicos produzidos por RMLG. Estas características sugerem que os domínios monocristalinos sejam, provavelmente, os resultados de um processo de ampliação do tamanho do grão, devido à coalescência de agregados de grãos recristalizados com forte orientação preferencial e, como uma consequência, com pequena convergência entre grãos adjacentes.

O domínio micáceo intercalado entre as camadas quartzozas parece ter facilitado o fluxo das camadas. Porém, se este domínio micáceo está ausente, o resultado final do dobramento é um *ribbon* grosso cujos limites originais dos "ribbons" são difíceis de ser vistos. Lamelas ocasionais de albita são vistas associadas ao quartzo.

4.6 Complexo Ceará - Unidade Quixeramobim

A Unidade Quixeramobim corresponde a uma seqüência metasedimentar pelítica que ocupa a porção central da Folha de Quixeramobim, envolvendo a cidade homônima ocorrendo ao longo do contato oeste do batólito Quixeramobim. Estende-se além da Folha Quixeramobim para nordeste, circundando lateralmente o batólito Quixadá. Ela está constituída essencialmente por biotita ± muscovita gnaisses (Figuras 4.18a,b), biotita ± sillimanita ± cianita ± granada gnaisses. Rutilo raramente é encontrado na rocha, entretanto, são muitos os cristais centimétricos encontrados ao longo das estradas. O percentual de micas é geralmente maior que 50%, daí por que o termo xisto tem sido aplicado genericamente para estas rochas, entretanto, elas exibem uma alternância de bandas máficas constituídas essencialmente por biotita, muscovita, quartzo e plagioclásio e raro K-feldspato com bandas félsicas de espessura milimétrica constituídas essencialmente por plagioclásio, k-feldspato e quartzo, resultantes de fusão parcial sobre estas rochas. Granada, sillimanita e raramente cianita podem ocorrer nas bandas máficas e mais raramente nas félsicas. As bandas máficas são geralmente duas ou três vezes mais espessas que as félsicas. O espaçamento entre as bandas félsicas é geralmente de 1 a 2cm. Os xistos gradam, se intercalam e possuem mineralogia similar à dos gnaisses supracitados, diferindo destes, pela ausência do bandamento. Subordinadamente encontram-se mármore, quartzitos, rochas cálcissilicáticas e anfibolitos.

Os mármore são essencialmente dolomíticos e ocorrem ao longo de todo o domínio como corpos lenticulares com espessura máxima de 15 m, podendo repetir-se e, no conjunto, compondo faixas de até 30m de largura. Esses mármore apresentam paragênese com calcita + dolomita + opacos (grafita). Tipos mais puros podem ocorrer com até 95% de calcita.



Figura 4.18: Complexo Ceará – Unidade Quixeramobim – Em (A) metasedimentos psamíticos da Unidade Quixeramobim exibindo intercalações de metapelitos (250 antes do Açude Flores, Rodovia Quixeramobim-Madalena). Em (B) Porção milonítica contendo fenoblasto de K-feldspato com sombras de pressão assimétrica ao longo do contato com a Unidade Algodões, indicando empurrão da Unidade Quixeramobim “up dip” sobre a Algodões. Foliação N20°E-45°SE (451584/9413304).

Os quartzitos podem ser puros, sacaróides, ferruginosos ou micáceos com muscovita e biotita. Podem ocorrer semi-isotrópicos, com granulação fina a média, bandados e dobrados, exibindo às vezes alternância com material pelítico.

As rochas calcissilicáticas ocorrem como tipos finos e isotrópicos ou grossos de textura porfiroblástica. A suíte fina aflora na forma de lajes com dimensões médias de 0,3 x 3,0m, localmente empacotadas, com textura semi-isotrópica, cor cinza escura a esverdeada, composta essencialmente por anfibólios. Suas características de campo sugerem uma origem a partir de metamorfismo de rochas sedimentares. Outras ocorrências no âmbito dessas rochas calcissilicáticas apresentam coloração verde, bandadas com leitos maciços alternados a bandas onde se desenvolvem prismas de tremolitas.

Ao microscópio, esses “xistos” Quixeramobim exibem textura lepidoblástica com crenulação ressaltada por microdobramentos das micas. A granada ocorre na forma de porfiroblastos/poiquiloblastos com alguns deles atingindo 4 mm. As inclusões nos poiquiloblastos são de quartzo (~0,2 mm) e de finas lamelas de muscovita e biotita. Na matriz, estes dois filossilicatos ocorrem intercrecidos, sendo toda muscovita produto da alteração da biotita, alteração esta sugerida pela substituição parcial de lamelas de biotita por lamelas de muscovita e pela presença de opacos ao longo do principal plano de clivagem desta última (opacos formados a partir da liberação de Fe da biotita). Apesar de conter uma grande quantidade de quartzo (~35% do volume total da rocha) estes litotipos apresentam acentuada xistosidade em amostra de mão e sua associação mineralógica não deixa dúvidas com relação à sua origem paraderivada. Nos leitos semi-pelíticos, (protólito constituído por uma mistura de argila+silte+areia) a silimanita está ausente e a granada é menos abundante uma vez que estes tipos litológicos são menos aluminosos. Os leitos mais psamíticos originaram os quartzitos.

Complexo Ceará - Unidade Juatama

A Unidade Juatama diferencia-se da Unidade Quixeramobim por apresentar rochas tipicamente bandadas, com as bandas félsicas de espessura geralmente centimétrica, iguais ou mais espessas que as bandas máficas. Aqui a porção quartzo-feldspática domina sobre a banda micácea. Estas rochas bandadas (estrutura gnáissica), homogêneas, contendo bandas félsicas resultantes de um processo de fusão parcial são melhor definidas como metatexitos (Figuras 4.19a e b). Localmente estas estruturas se mostram obliteradas, seja pela atuação de esforços ou pela intensidade da fusão, resultando em rochas com forte heterogeneidade estrutural (Figura 4.19c). Estas rochas são melhor definidas como diatexitos. Os termos metatexitos e diatexitos, de agora por diante utilizados, estão em conformidade com os conceitos de Brown (1973) e Ashworth (1985).

Metatexitos são caracterizados pela preservação de estruturas pré-migmatíticas e envolve a segregação eficiente de líquido magmático em sítios de dilatação em escala milimétrica/centimétrica (e.g. McLellan, 1988; Sawyer, 1991, 1994, 2001; Brown, 1994; Brown et al., 1995). O termo Diatexito caracteriza o migmatito que teve as estruturas pre-migmatíticas obliteradas seja pela atuação de um campo de tensores regionais, seja pela perda de coesão da matriz rochosa pela abundante produção de líquido magmático, adquirindo o sistema, a reologia de um magma (Brown, 1973, 1979; Sawyer, 1998) ou ambos. A proporção de líquido requerida para esta transição textural/reológica varia conforme a natureza e intensidade do esforço, da viscosidade dos líquido e dos sólidos, da forma dos cristais e da distribuição dos líquidos. (e.g. Van der Molen & Paterson, 1979; Vigneresse et al., 1996; Vigneresse & Tikoff, 1999; Vigneresse & Burg, 2004; Rosenberg & Handy, 2005).

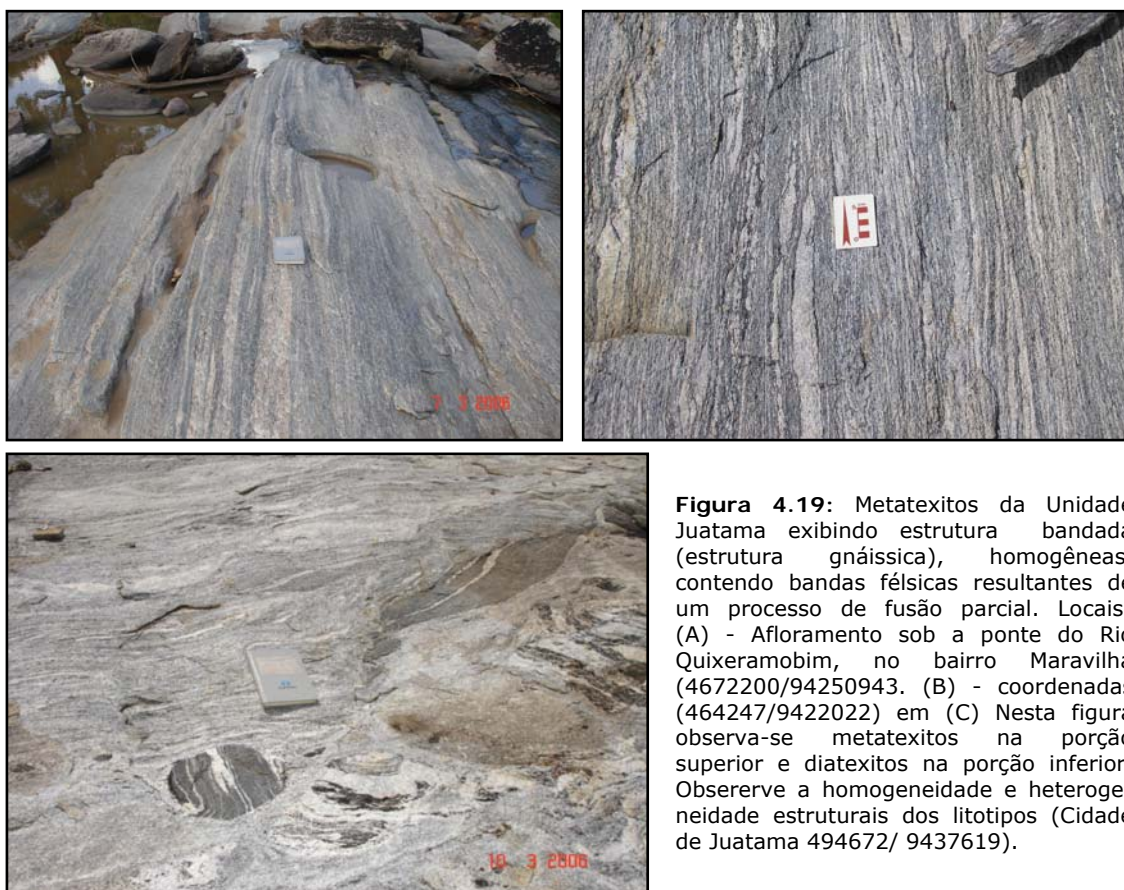


Figura 4.19: Metatexitos da Unidade Juatama exibindo estrutura bandada (estrutura gnáissica), homogêneas, contendo bandas félsicas resultantes de um processo de fusão parcial. Locais: (A) - Afloramento sob a ponte do Rio Quixeramobim, no bairro Maravilha (4672200/94250943). (B) - coordenadas (464247/9422022) em (C) Nesta figura observa-se metatexitos na porção superior e diatexitos na porção inferior. Observe a homogeneidade e heterogeneidade estruturais dos litotipos (Cidade de Juatama 494672/ 9437619).

Petrografia

As rochas constituintes do Complexo Ceará, unidades Quixeramobim e Juatama, são similares e caracterizadas pela assembléia quartzo-plagioclásio-biotita±granada-ilmenita ± K-feldspato ± muscovita ± sillimanita ± cianita, variando apenas a distribuição dos minerais e as relações texturais entre eles.

De modo geral, a proporção modal dos minerais nas amostras é semelhante, especialmente nos metatexitos, porém, em seções delgadas, pode haver diferenças significativas nas modas minerais, tais como entre leucossoma e mesossoma nos metatexitos, e entre os biotita *schlieren* e segregações félsicas nos diatexitos. Diferenças ainda mais importantes são observadas nos diatexitos cujos protólitos são parafibrolitos ricos em hornblenda.

Os Metatexitos - Os leucossomas nos metatexitos estão compostos por K-feldspato de granulação média a grossa, plagioclásio, quartzo e em quantidades acessórias granada, biotita e ilmenita e rara muscovita. Ripas de K-feldspato retangulares de até 2 cm de comprimento ocorrem em uma matriz de grãos de plagioclásio quadrado de até 8 mm, com grãos de quartzo óticamente contínuos, geralmente intersticiais. Granadas são porfiroblastos euhedrais a anedrais com diâmetro variando de 5–15mm e poikiloblastos que podem ser ricos em inclusões de quartzo arredondado, plagioclásio e K-feldspato. Lamelas longas e isoladas de 1 mm a 5 mm de biotita estão presentes na maioria do leucossomas.

O mesossoma é de granulação mais fina que o leucossoma e é mais rico em biotita e plagioclásio, mas mais pobre em quartzo e K-feldspato que o leucossoma. O mesossoma no metatexito é dominado por plagioclásio, granada, biotita e quartzo, com K-feldspato secundário e ilmenita. A biotita geralmente define uma foliação S_1 e/ou S_2 ou ocorre como restito em granada. A granada no mesossoma é geralmente de maior tamanho (3–15 mm) que no leucossoma, e é tipicamente subhedral a anhedral, e pode apresentar coroas de reação de biotitas. K-feldspato é menos comum no mesossoma que no leucossoma, e, onde ocorre, são grãos anedrais que carecem de faces cristalinas planas que são comuns em K-feldspato do leucossoma, é de tamanho maior (3–6 mm) que K-feldspato no leucossoma.

Quando o K-feldspato está presente no mesossoma, ele resulta da reação quartzo+muscovita±biotita, resultando, portanto numa paragênese “granítica” onde são observados quartzo+K-feldspato+plagioclásio+biotita e a textura que anteriormente era lepidoblástica, passa a lepidogranoblástica, fazendo com que muitas vezes sejam interpretados como ortognaisses, quando na verdade são gnaisses resultantes de metasedimentos pelíticos (paragnaisses). O plagioclásio no mesossoma também é tipicamente maior (1–4 mm) e anedral e faltam as faces cristalinas planas comuns ao plagioclásio do leucossoma. Melanossomas são raros, mas quando presentes separam mesossomas e leucossomas. Onde desenvolvidos, os melanossomas são de 4 mm–15 mm de largura e contêm os mesmos minerais e texturas que os mesossomas mas com maior quantidade de biotita.

Nos domínios dos metatexitos que ocorrem na região de Juatama, aparecem porções nebulíticas que se mostram texturalmente similares aos mesossomas descritos acima. Algumas destas porções são mais ricas em quartzo, mais pobres em biotita e de granulação mais grossa que o mesossoma

comum. Estes nebulitos parecem constituir porções individualizadas de material desagregado dentro da zona de metatexitos e são mais ricos em quartzo, plagioclásio e K-feldspato quando comparados com os mesossomas típicos, e eventualmente estas rochas podem conter granada. Os limites entre o nebulito e o metatexito hospedeiro são tipicamente gradacionais, com o material tornando-se gradualmente mais rico em quartzo e feldspato e menos acamadado a medida que nos afastamos da porção metatexítica. As porções quartzo-feldspáticas dos nebulitos têm granulação e texturas similares aos leucossomas descritos acima. As áreas que são menos ricas em quartzo e feldspato têm texturas semelhantes ao mesossomas, embora sem a foliação definida por biotita.

Diatexitos - As rochas que compõem os diatexitos exibem estrutura *schlieren* e às vezes são estruturalmente complexas. Há domínios de migmatitos estromáticos intercalados com material granular rico em quartzo e em particular, com maiores quantidades de biotita. Eles são estruturalmente heterogêneos. Aqueles que contêm textura *schlieren* são ricos em biotita com teores de 30–80% do volume de biotita mais plagioclásio, quartzo e minerais opacos ± granada. Lamelas de biotita individuais que são geralmente alinhadas paralelas à foliação S_2 , aqui mostram-se desordenadas. As porções mais leucocráticas entre os biotita-*schlieren* contêm principalmente quartzo e plagioclásio, junto com quantidades variáveis de granada e biotita, com ou sem K-feldspato. Os plagioclásios e os K-feldspatos quando presentes, nas camadas félsicas que separam o *schlieren* rico biotita, geralmente ocorrem como grãos arredondados a grãos eudrais retangulares com faces cristalinas planas contra cristais de quartzo xenomórficos, óticamente contínuos. As granadas nos *schlieren* são geralmente retrogradadas e parcialmente pseudomorfoseadas por plagioclásio. A proporção de granada consumida varia notadamente entre grãos desde quase completa. Uma série de veios paralelos e ortogonais estão geralmente preenchidos por plagioclásio, K-feldspato e quartzo. As muscovitas nestes sistemas de veios ocorrem exclusivamente como grãos isolados.

Diatexitos sem estrutura *schlieren* variam um pouco nos teores de quartzo e feldspato. Diatexitos ricos em quartzo e feldspato contêm biotita ± granada dispersa. Grãos de granada são variavelmente alterados de forma retrógrada como descrito acima. Biotitas formam lamelas fortuitamente orientadas e/ou pequenos "clots". Plagioclásio e K-feldspato geralmente equidimensionais em forma, gradam para grãos retangulares com faces planas. Os diatexitos menos rico em quartzo e feldspatos tem uma textura semelhante àquela variedade de diatexito mais rico em quartzo e feldspato mas é mais rico em granada e biotita.

Os diatexitos são composicional e mineralogicamente homogêneos em uma escala centimétrica e estão compostos principalmente por quartzo, plagioclásio, granada e biotita com K-feldspato secundário homogeneamente distribuídos. Granada forma poiquiloblastos de 4 mm–12 mm contendo incluídos biotita-plagioclásio-quartzo-K-feldspato ± muscovita. Biotita ocorre como lamelas de 1–4 mm fortuitamente orientadas, ou como "clots" de 2–12 mm, ou ainda como (1–2 mm) lamelas fortuitamente orientadas e por fim agrupamentos radiais de lamelas. Grandes cristais de plagioclásio retangulares de até 8 mm de comprimento são comuns na maioria das amostras. Estes cristais de plagioclásio geralmente são intercrescidos com quartzo.

A matriz em rochas diatexíticas está composta por plagioclásio retangular (1–5 mm), equidimensionais com biotita e quartzo intersticiais. O plagioclásio da matriz é geralmente bem desenvolvido e exibe faces planas contra cristais de quartzo oticamente contínuo.

Suíte Banabuiú

Os leucogranitos que constituem a Suíte banabuiú afloram descontinuamente desde as imediações da cidade de Banabuiú, que lhe empresta o nome, até as proximidades da cidade de Juatama formando um corpo de dimensões batolíticas com forma elipsoidal alongada, mas achatada nas extremidades. Corpos menores de igual composição e textura são observados inseridos no âmbito dos metatexitos do Complexo Acopiara. Somente sua porção oeste aflora na Folha Quixeramobim e aí se apresenta como uma rocha de cor branca a cinza-claro, granulação fina a média, com cristais equidimensionais, em sua maioria subedrais. Apesar do seu tamanho, este corpo se apresenta em lajedos de pequena expressão areal e topográfica, só raramente formando colinas alongadas. O baixo percentual de biotitas (único máfico presente), bem como sua distribuição homogênea, mas levemente orientadas, pelo menos nas porções mais distantes das bordas, conferem a esta um padrão textural grandemente homogêneo, o que lhe eleva à categoria de granito explotável do ponto de vista de rochas ornamentais.

Diques pegmatíticos de larguras variáveis, desde poucos centímetros a métricas e de comprimentos variáveis, são encontrados intrudidos neste granito, principalmente na sua porção sul ao longo dos contatos com o Complexo Acopiara. Destaque-se que estes granitos, pelo menos superficialmente, apesar da aparência, são fortemente friáveis, com forte grau de alteração intempérica.

Enclaves *surmicaceous* de tamanhos variados são comuns. Eles são de cor escura, ricos em biotita, estrutura xistosa, muitas vezes com quantidades maiores de feldspatos e quartzo sugerindo sua origem a partir do xistos regionais. Não foram observados enclaves microgranulares.



Figura 4.20: Suíte Banabuiú – Leucogranito fino, “granular” apresentando foliação incipiente e veios tardios. Local: Fazenda Boa Água (498572/9417536).

Ao microscópio, os leucogranitóides Banabuiú se mostram com textura inequigranular composta essencialmente por plagioclásio, quartzo, microclina e biotita. Os acessórios presentes são opacos, apatita, allanita e zircão. Mica branca e muscovita podem estar presentes como produtos de alteração.

O plagioclásio pode ser observado tanto em cristais anédricos (maioria) como em cristais subédricos. Alguns deles apresentam-se geminados segundo a lei da Albita e ainda Carlsbad e Periclina. Alteração para mica branca pode ser observada. Presença de inclusões de biotita, opacos, zircão e apatita. O quartzo é sempre anedral. Mostra extinção ondulante e alguns cristais encontram-se estirados.

A microclina está presente em cristais anédricos, maclados. Por vezes exibem extinção ondulante. Inclusões de finas agulhas de apatita, fibrolita, opacos e biotita são comuns.

A biotita ocorre em cristais anedrais e principalmente subedrais lamelares, orientados segundo uma direção preferencial. Mostra pleocroísmo variando de marrom claro amarelado à marrom escuro avermelhado. Contem inclusões de minerais opacos e zircão. Pode apresentar-se alterada para muscovita e em alguns cristais os planos de clivagem acham-se preenchidos por minerais opacos. Observam-se ainda cristais ligeiramente dobrados.

Os minerais opacos ocorrem em cristais bem desenvolvidos anedrais e subedrais. Estão principalmente associados à biotita ou ainda como inclusão em plagioclásio, biotita e microclina.

Cristais de sillimanita estão presentes com hábito acicular na forma de inclusão em cristais de quartzo.

O zircão ocorre em pequenos cristais alongados, normalmente inclusos em biotitas e feldspatos.

A allanita está presente em um único cristal, alongado, bordejado por epidoto podendo estes cristais de allanita e epidoto ser produtos de reação sub-solidus da biotita com o líquido magmático.

Ao microscópio, os enclaves *surmicaceous* apresentam textura lepidoblástica sendo constituída predominantemente por biotita, plagioclásio e quartzo. Minerais opacos e apatita ocorrem em quantidade acessória, enquanto muscovita, epidoto e mica branca resultam de alteração secundária.

A biotita ocorre em cristais lamelares com pleocroísmo variando de marrom claro a escuro. Observa-se em alguns cristais alteração total ou parcial para muscovita. Contem inclusão de minerais opacos e apatita.

O plagioclásio ocorre tanto em cristais subedrais como anedrais, havendo predomínio desses últimos. Em alguns cristais observa-se a gemação, principalmente segundo a lei da Albita. Inclusões de biotita podem ser observadas. O quartzo é anedral, límpido e pode apresentar extinção ondulante.

Os minerais opacos são raros e ocorrem em cristais anedrais, principalmente inclusos na biotita. A muscovita é formada a partir da alteração dos cristais de biotita, enquanto epidoto e mica branca se formam a partir dos plagioclásios.

Aspectos Geoquímicos

A suite Banabuiú está composta por rochas essencialmente ácidas com altos teores de sílica ($71,82\% < \text{SiO}_2 < 73,02\%$), medianamente aluminosas, baixíssimos teores de TiO_2 , rica em álcalis ($\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$), reflexo da dominância de k-feldspato sobre o plagioclásio albitico. Mostra-se medianamente rica em FeO e pobre em MgO e CaO.

Os leucogranitoides Banabuiú apresentam características normais de granitos crustais com anomalias negativas Sr, Nb, Zr, Ta, pequenas anomalias negativas de Eu e forte

fracionamento elementos terras leves (ETRL) versus elementos terras raras pesadas (ETRP) (Figura 4.21a). Quando comparados aos xistos Acopiara, observa-se que um é complementar ao outro com os xistos sendo mais ricos em ETRP e mais pobres em ETRL, comportamento normal de retenção de biotita e granada na fonte.

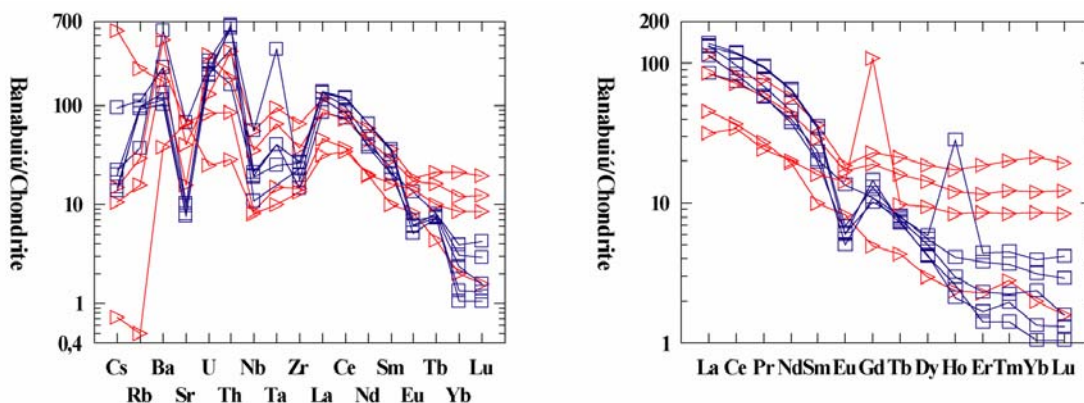


Figura 4.21: (a) Diagrama multielementos condrito-normalizados e (b) Elementos terras raras condrito normalizados para leucogranitóides (■) da Suíte Banabuiú. Aos leucogranitóides foram adicionados biotita-xistos ► e anfibolito que exibe baixíssimo teor de Rb, do Complexo Acopiara.

Os baixos teores de ETRL (Figura 4.21b) provavelmente se devem a um baixo percentual de fusão, ou o que é mais provável, como visto a partir do diagrama, é que os xistos, provável fonte destes granitóides, são pobres em ETRL. Assim, mesmo em percentuais avançados de fusão, os líquidos resultantes são pobres nestes elementos. A presença de granada nos xistos eleva o percentual de ETRP. Porque a granada não participa da fusão, os líquidos são empobrecidos nestes elementos.

Suíte Nenelandia

A Suíte Nenelandia corresponde à uma série granítica crustal dominada por sienogranitos e monzogranitos a muscovita e biotita, rica em enclaves "surmicaceous" e fragmentos de rochas encaixantes alinhadas conforme o *trend* regional. Elas juntas constituem o batólito Nenelandia



Figura 4.22: Suíte Nenelandia – Monzogranitos a muscovita e biotita, ricos em enclaves "surmicaceous" dispersos de forma homogênea conferindo à rocha um padrão foliado.

(antigo Senador Pompeu), um corpo de grandes dimensões 960Km x 15Km), porém totalmente arrasado, com afloramentos rasteiros e esparsos. Em algumas porções a dominância das rochas encaixantes é tal que supõe-se ser este corpo bem menor, ou seja, constituído por corpos de pequena possança alternado com rochas encaixantes, cujo conjunto permite a configuração hoje desenhada nos mapas.

Na Folha Quixeramobim somente sua porção meridional aflora e aí observamos ma ínitma associação de leucogranitóides (Figura 4.22) com migmatitos sejam metatexíticos ou diatexíticos com os quais mostram-se em contato gradacional e exibem estruturas metamórficas reliquiárias.

Estão representados por leucogranitóides compostos por biotita-muscovita-granitos e granada-biotita-muscovita-granitos. Nestes tipos petrográficos as muscovitas são primárias e/ou derivadas da alteração de biotita. Cassiterita pode aparecer como mineral acessório de alguns desses granitóides.

Os leucogranitóides estão representados por um granito cinza, leucocrático ($IC \cong 20$), de granulação média a fina (0,2-0,4cm), geralmente afírico, composto principalmente por oligoclásio, microclina, quartzo e biotita. As variações nos percentuais destes minerais determinam que estes granitóides possam ser classificados como granodioritos, monzogranitos e sienogranitos, com os monzogranitos predominando.

Ao microscópio, estes leucogranitóides apresentam textura granular tendo plagioclásio, quartzo, microclina e biotita como constituintes essenciais e apatita, opacos e zircão como minerais acessórios. Presença ainda de mica branca, epidoto e muscovita como produtos de alteração.

O plagioclásio é anedral na maioria das vezes, mas também pode ocorrer em cristais subedrais. Pode ou não apresentar geminação, sendo que quando presente é preferencialmente do tipo Albita. Mostra alteração freqüente e intensa para mica branca e pode conter inclusões de biotita, zircão e opacos. Ocorre ainda formando as estruturas mirmequíticas juntamente com o quartzo.

O quartzo invariavelmente é anédrico e pode apresentar extinção ondulante.

A microclina ocorre em cristais anedrais, exibindo a macla xadrez que lhe é peculiar. Pode ocorrer em cristais límpidos, livres de alteração ou mostrando indícios de alteração para mica branca. Alguns cristais exibem extinção ondulante.

A biotita ocorre em cristais anedrais, muitas vezes lamelares. Apresenta pleocroísmo variando de marrom claro esverdeado à marrom escuro. Pode apresentar alteração para epidoto e muscovita e conter inclusões de apatita. Alguns cristais mostram seus planos de clivagem preenchidos por minerais opacos.

Apatita, opacos e zircão estão presentes com inclusões, principalmente em plagioclásio e ainda na biotita.

Mica branca, epidoto e muscovita ocorrem de forma secundária, sendo o primeiro resultado da alteração do plagioclásio e os outros dois da biotita.

Aspectos geoquímicos

Apenas duas amostras foram analisadas. Elas são rochas ácidas com teores de SiO_2 altos, variando entre 70% e 73%, baixos teores de TiO_2 , e teores relativamente baixos de Al_2O_3 , o que propicia uma natureza pouco peraluminosa. Isto talvez se deva ao baixo índice de cor o que é refletido pelos baixos teores de FeO total e baixíssimos teores de MgO. São rochas relativamente ricas em álcalis ($\approx 8\%$) potássicas com $K_2O > Na_2O$. São ricas em Ba e Rb mas pobres em Sr, traduzindo uma retenção forte plagioclásio na fonte.

Exibem anomalias negativas de Sr, Nb, Ta e Zr e anomalias positivas de Ba, U, Th e ETRL. São ricos em ETRL e muito pobres em ETRP (Fig 4.23), gerando um padrão típico de rochas geradas em

ambiente crustal, com retenção de granada e plagioclásio na fonte. Quando adicionados os leucogranitóides que ocorrem em pequenos corpos não mapeáveis na escala do mapa e xistos do Complexo Acopiara, observamos que eles se superpõem sugerindo que com grande probabilidade os leucogranitóides derivam destes xistos por fusão parcial.

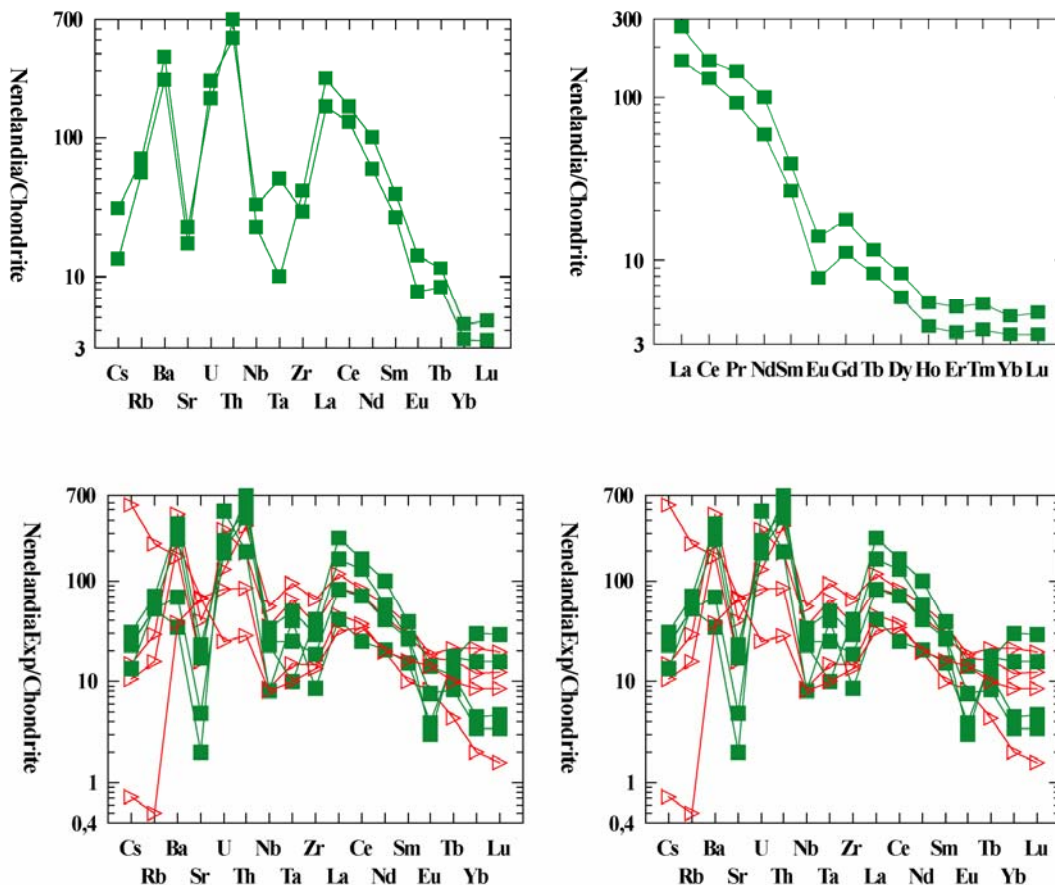


Figura 4.23: (A) - Diagrama multielementos condrito-normalizados e (B) Elementos terras raras condrito normalizados para leucogranitóides (■) da Suíte Nenelandia. Nas figuras (C) e (D) foram adicionados biotita-xistos ► e anfibolito que exibe baixíssimo teor de Rb.

Suíte Aroeiras

Vários plutons graníticos tipos I e S mostram-se inseridos no Complexo Acopiara. Dentre os corpos do tipo I, destacam-se os plutons Aroeira, Timbaúba, Oriente e Riacho do Valentim. Eles se exibem em tamanho suficiente para ser cartografados e são encontrados respectivamente nas fazendas homônimas. O primeiro, Aroeira, que empresta o nome à suíte, está situada ao longo da estrada que liga a rodovia Juatama-Banabuiú à fazenda Boa Água. Os plutons Timbaúba e Oriente tem seu acesso pela estrada que margeia o riacho Quinim, chegando-se a eles, vindo do distrito de Belém pela estrada que margeia o referido riacho. O pluton Riacho do Valentim ocorre nas imediações da vila Berilandia.

Eles são corpos elípticos com seus eixos maiores alongados segundo a direção Norte-Sul, concordantes com a foliação, embora localmente esta possa ser cortada pelos contatos. De maneira geral, estão constituídos por rochas que se mostram leucocráticas, de cor cinza, cujas matrizes possuem granulação média a fina (3 mm) e exibem foliação de fluxo e/ou tectônica (Figura 4.24).

Variam em composição desde dioritos equigranulares (enclaves microgranulares e diques sin-plutônicos) a monzogranitos com dominância destes últimos, que são de coloração cinza, granulação média, comumente porfiríticos, com megacristais que podem atingir até 5 cm de comprimento, com aqueles de 3 cm sendo os mais abundantes. Estes megacristais são principalmente microclinas pertitizadas e estão mergulhados em matriz de granulação média a fina, composta por biotita, muscovita, quartzo, plagioclásio e microclina. Minerais opacos, zircão e apatita aparecem



Figura 4.24: Granodioritos porfiríticos com megacristais de K-feldspatos de aproximadamente 1,5cm de tamanho, inserido em matriz de granulação fina. Local: Fazenda Aroeira (499577/9423338).

como minerais acessórios. São biotita-monzogranitos e eventualmente granodioritos, onde anfibólio pode estar presente. Enclaves microgranulares elípticos, mesocráticos de composição quartzo-diorítica-tonalítica, são comuns. Suas dimensões são sempre inferiores a 1m. No diagrama QAP de Lameyre & Bowden (1982) constituem uma série de rochas cálcio-alcálicas de médio a alto potássio.

Sombras de recristalização assimétricas e simétricas são comuns nos megacristais. Estas feições atestam as atividades de um campo de esforços compressivos que resultaram na deformação não coaxial e coaxial (cisalhamentos simples e puro respectivamente), destas rochas, com o cisalhamento simples, de natureza dextral, tendo atuado como uma fase tardia com relação ao cisalhamento puro.

Os feldspatos potássicos ocorrem como megacristais e na matriz. Como megacristais são anédricos a subédricos com bordos irregulares, algumas vezes ofíticos em regiões deformadas. Alguns grãos são poiquilíticos, com inclusões de plagioclásio, biotita e quartzo e mais raramente zircões. Seu volume varia de 10 a 20% do volume total. Na matriz possuem de 1 a 3 mm de diâmetro. Seus contatos são interpenetrados com os demais minerais, podendo preservar algumas faces retas. Geminações segundo a lei de Carlsbad são raras, por outro lado, geminações deformacionais polissintéticas, que se iniciam mais largas nos bordos e se acunham para o interior do cristal são comuns. Estas podem ser deslocadas por microfraturas em geral preenchidas por minerais micáceos ou argilas.

O K-feldspato pode apresentar ex-soluções do tipo "flame shadow" distribuídas de modo regular em seu interior, possivelmente pré-deformacionais, e raras mirmequitas. As mirmequitas desenvolvem-se de modo oblíquo às faces dos cristais e em quadrantes opostos (quarter structures).

Megacristais manteados são raros. São normamente grãos losangulares e circundados por agregados finos de feldspatos albiticos, que podem prolongar-se ao longo da foliação. Sombras de recristalização assimétricas do tipo sigma definindo um movimento dextral são comuns.

Nas fraturas intracristalinas ocorre neoformação de quartzo, mica branca. A orientação das microfraturas geralmente é perpendicular ou oblíqua à foliação milonítica. As microfraturas geram-

se muitas vezes a partir dos planos de clivagem e deslocam estes planos. Ocorrem então rotações e deslocamentos de grãos por fraturas sintéticas.

O plagioclásio é anédrico a subédrico, com tamanho médio de 2 mm, podendo alcançar 3 mm, e ocorre intercrescido com os demais minerais ou como inclusões nos feldspatos potássicos. Neste caso é euédrico com tamanhos menores que 0,2 mm. Quase sempre está intensamente saussuritizado. São comuns geminações polissintéticas segundo a Lei da Albita. Mostra extinção ondulante, microfaturas, *kinks*, desenvolve subgrãos, com recristalização nos bordos e contém geminações deformacionais. Neoformação de plagioclásio ocorre junto aos agregados com quartzo, nas fraturas e nas áreas mais deformadas. Inclusões de quartzo são comuns em alguns grãos.

Em alguns corpos graníticos, ocorre mica branca juntamente com biotita e que compreende cristais subédricos a anédricos com 2 a 3 mm de diâmetro, granulação comparável a dos outros componentes ígneos. Alguns cristais podem mostrar seções límpidas sem inclusões. Estas características indicam que a mica branca tem origem ígnea segundo os critérios texturais sugeridos por Miller et al. (1981), entretanto, pode estar inclusa em microclina e associada à biotita, algumas vezes parecendo crescer a partir da biotita adjacente, quando esta ocorre inclusa ou sobrecrecida pela mica branca. Isto sugere uma origem secundária. A mica branca mostra extinção ondulante, *microkinks* e arqueamentos suaves. Fraturas extensionais paralelas à clivagem podem gerar sítios dilatacionais aberturas que são preenchidas por K-feldspatos. Uma segunda geração de mica branca cresce à custa desta mica maior. São lamelas menores que 0,1mm formando agregados principalmente a partir das microclinas.

A biotita se mostra em duas gerações: a primeira é subédrica a anédrica, com tamanhos variáveis entre 0,5 e 8 mm, provavelmente de origem ígnea, apresentando forte pleocroísmo, que pode ir do marrom claro ao marrom escuro avermelhado, em contraste com o fraco pleocroísmo das lamelas menores de biotita metamórfica. Uma feição interessante é a existência de intercrescimento entre biotita e k-feldspato.

Em condições sub-solidus os minerais foram deformados e a biotita se transformou parcialmente em mica branca. A biotita pode exibir feições de deformação como extinção ondulante e dobramentos e apresenta cloritização parcial. Inclusões de zircão que geram halos pleocróicos são comuns. Também pode conter inclusões de apatita euédrica.

Anfibólio ocorre esporadicamente nos granitos de Berilândia, como grãos de até 3 mm, anédricos, com bordos sempre irregulares, corroídos, com forte pleocroísmo que vai do verde escuro ao verde azulado, o que indica tratar-se possivelmente de arfvedsonita. Os cristais de anfibólio estão geralmente associados às micas, titanita, epidoto e minerais opacos e não ocorrem como inclusões nos feldspatos.

A titanita ocorre como cristais menores que 3 mm, euédricos a subédricos, inclusos em feldspato potássico e biotita, dispersa na rocha e associada às bandas mais micáceas, ou ainda como produto de transformação para leucóxênio quando pode estar arredondada e boudinada, com os espaços *interboudins* preenchidos por mica e epidoto.

Deformação Interna – As rochas que constituem estes corpos são de maneira geral isotrópicas, entretanto, são muitas as feições que indicam a superposição de uma deformação no estado sólido sugerindo que a intrusão parece ter precedido a deformação regional impressa pelos últimos movimentos dúcteis transcorrentes impressos ou atribuídos à cinemática da zona de cisalhamento dúctil Senador Pompeu, regionalmente indicados como D₃. Porque esta deformação não foi pervasiva, alguns afloramentos foram preservados e aí é possível identificar feições texturais ligadas a fluxo magmático, tais como bandas com feldspatos paralelizados às micas ígneas. Em outros locais, as texturas desenvolvidas no estado sólido estão superpostas de modo expressivo.

Onde a deformação no estado sólido se faz presente à mineralogia sofre uma modificação pela entrada d'água nos sistema, gerando-se uma paragênese com mica branca + clorita + albita + epidoto + quartzo, à custa dos minerais primários.

Aspectos geoquímicos - Duas populações de amostras são identificadas. A primeira esta composta por rochas ácidas com teores de SiO₂ entre 69% e 74% correspondendo aos sienogranitos porfíricos e a segunda composta por rochas intermediárias com teores de Sílica em torno de 62%. Os sienogranitos são ricos em álcalis (K₂O>Na₂O) e pobres em MgO. São ricas em Ba e Rb e pobres em Sr. São especialmente ricas em Elementos Terras Raras leves (ETRL) e Elementos litófilos de raio iônico grande (LILE), como vistos nas anomalias positivas exibidas pelos diagramas multi-elementos condrito-normalizados, onde observamos anomalias positivas de Ba, U, Th, e La. Sr exibe uma forte anomalia negativa refletindo a retenção de plagioclásio na fonte, o que é acompanhada pelos baixos teores de ETR pesados, indicando provavelmente a retenção de granada na fonte (Figura 4.25).

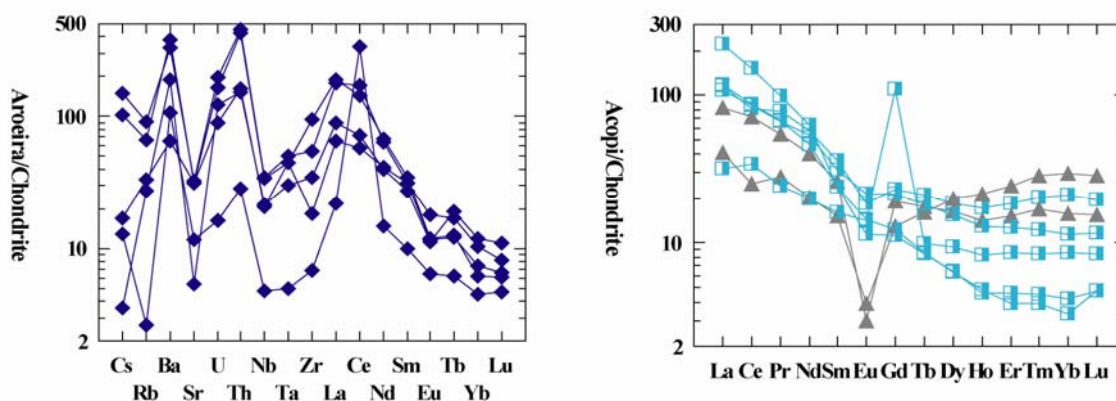


Figura 4.25: Diagrama multielementos condrito-normalizado e Elementos terras raras condrito normalizado para rochas representativas da Suíte Aroeira.

A presença de enclaves microgranulares indica a presença de magmas mantélicos na composição dos magmas. Essa talvez seja a causa das fracas anomalias negativas de Eu.

Suíte Sítio dos Bois

Duas facies compõem a suíte Sítio dos Bois. A primeira está representada tipicamente por rochas tonalíticas aparentemente equigranulares, de cor cinza chumbo, granulação média a grossa rico em

enclaves microgranulares (Figura 4.26) e a segunda, mais abundante, por rochas granodioríticas porfiríticas de granulação média a fina.



Figura 4.26: Tonalito Sitio dos Bois exibindo textura aparentemente granular, intrudidos por microgranitos finos tardios.

Estas rochas ocorrem na forma de plutons elipsoidais de razão comprimento / largura variáveis com o maior deles apresentando 10 km X 3,5 km e o menor alguns dezenas metros.

Em função da abundância de minerais curtos, sem fábrica de forma, a foliação, a olho nu nos tonalitos "equigranulares" aparenta ser incipiente, entretanto, ao microscópio ela é conspícua e geralmente exhibe indicadores cinemáticos. Por outro lado, nos granodioritos porfiríticos, a foliação é macroscopicamente

conspícua com os megacristais exibindo-se deformados em variáveis graus, deformação esta resultante de um *stress* aplicado no estado sólido superposta a uma foliação magmática. São comuns planos S-C e sombras de recristalização assimétrica e sombras de pressão, ambos indicando cinemática dextral para o cisalhamento regional.

Os plútons de composição granodiorítica exibem, portanto, uma foliação de alta temperatura desenvolvida no estado sólido, definida por uma orientação preferencial de fábrica de forma de feldspatos, quartzo e pela orientação de muscovitas e biotitas. Associado a esta foliação observa-se uma lineação de estiramento "up-dip" definida pelo estiramento de quartzo sobre a foliação acima descrita. Ambas a foliação e lineação de estiramento nos *sheets* intrusivos são paralelas à fábrica linear e planar dos paragneisses e anfibolitos regionais mais antigos. Assim nos parece claro que, em escala regional, os gnaisses regionais e granitos intrusivos adquiriram sua fábrica durante a principal fase de deformação coaxial.

Diques de material granítico de cor cinza, granulação fina, igualmente deformados, estão presentes esporadicamente.

Embora seja forte a foliação desenvolvida no estado sólido, uma foliação magmática ainda pode ser reconhecida. Ela está caracterizada pelo alinhamento de megacristais de K-feldspatos tabulares e orientação de enclaves. A foliação no estado sólido está definida por *ribbons* policristalinos de quartzo e orientação preferencial de micas que serpenteiam em tornos dos cristais de feldspatos matriciais ou pórfiros, dando às vezes uma textura milonítica à rocha.

Os megacristais de K-feldspatos se mostram marginalmente recristalizados e formam porfiroclastos tipo *augen*. Estes megacristais também sofreram uma deformação frágil evidenciada pela formação de micro-falhas sintéticas e antitéticas. O caimento da lineação de estiramento varia de sub-horizontal a sub-vertical indicando a atuação de uma forte componente transpressiva.

As rochas tonalíticas estão constituídas por plagioclásio (55%) e feldspato potássico (4%) ambos apresentando tonalidades cinza muito próximas, não sendo fácil a sua separação macroscópica.

Os minerais máficos estão representados por anfibólio 20% e biotita 20%, podem alcançar a 40% do volume total da rocha. Apresentam-se em "clots" de cor escura e estão distribuídos homogeneamente, conferindo aspecto mosqueado à rocha.

Enclaves microgranulares e diques sin-plutônicos ambos de cor cinza-escuro, granulação fina, ricos em biotita e anfibólio estão presentes de forma constante em todos os afloramentos encontrados. Os enclaves são geralmente de tamanho decimétrico, ovalado ou elipsoidais com contatos gradacionais com seus hospedeiros. Os diques são geralmente de espessura centimétricas e comprimentos variáveis.

A segunda facies é caracteristicamente granodiorítico porfirítico, similar aos granodioritos da suíte Muxuré Novo com megacristais de feldspato potássico (3cm tamanho médio) mergulhados em matriz de granulação média ou média a fina, cor cinza claro, leucocráticos com biotita e anfibólios como minerais máficos. Anfibólio está presente em pequena quantidade. Enclaves microgranulares e diques sin-plutônicos são também freqüentes nestes granodioritos, mas em quantidades bem inferiores aquela observada nos tonalitos.

Aspectos microscópicos - Ao microscópio, os tonalitos africanos exibem textura "granular hipidiomórfica", notando-se um maior desenvolvimento dos feldspatos (3 a 10 mm) em relação a minerais máficos (1 a 4 mm) e quartzo. As texturas observadas, ainda são tipicamente ígneas, apesar da deformação e de haver evidências significativas de recristalização e neocrystalização de minerais a partir da mineralogia primária durante a deformação.

O plagioclásio desenvolve cristais subedrais de hábito tabular, mas curto com eixos C pouco desenvolvidos nas seções (100) e (001), respectivamente, e algo alongados segundo o eixo A nas seções (010). Os geminados polissintéticos segundo a lei da Albita e Albita-Carlsbad, são freqüentes enquanto que geminações do tipo periclina são raras. Zonação gradacional é freqüente. A maioria dos cristais estudados possui núcleos mais cálcicos evidenciado pela alteração nuclear para epidoto e calcita. Mantos de albita são observados sobre o K-feldspato. São comuns os agregados de cristais, sugerindo relações de *synneusis*. O caráter bastante cálcico do plagioclásio certamente é responsável pelos teores expressivos de CaO obtidos nestes granitos. Ele engloba cristais de anfibólio e biotita.

Os cristais de anfibólio se mostram prismáticos, alongados de cor verde, pleocroísmo verde-azulado. As biotitas se mostram com cor marrom em lamelas curtas resultantes da destruição de lamelas maiores. Anfibólio e biotita juntos desenham a foliação em torno de cristais de plagioclásio. Epidoto e titanita granulares parecem desenvolver-se a partir de biotitas, bem como eventuais carbonatos a partir de plagioclásios.

Os cristais de K-feldspato são geralmente anedrais, intersticiais e mostram sempre geminação albita-periclina muito nítida, sugerindo triclinicidade alta correspondendo, portanto, a uma microclína. Seu aspecto é sempre límpido. Costumam ser pobres em pertitas, que quando ocorrem são finas e irregularmente distribuídas nos cristais.

Os granodioritos se exibem com textura porfirítica com megacristais de K-feldspatos inseridos em matriz composta por plagioclásio, quartzo, k-feldspato, anfibólio e biotita como minerais máficos.

Allanita, titanita, minerais opacos, zircão incluído em biotitas e apatita são os minerais acessórios. Epidoto, calcita, clorita e titanita granular são os minerais produtos de alteração dos minerais primários.

Aspectos geoquímicos

Os dois suíte que compõem a suíte Sitio dos Bois são facilmente discerníveis através dos dados químicos. O primeiro, constituída por tonalitos "granulares", mostra se composto por rochas intermediárias com teores de sílica entre rochas entre 60,19% e 62,00% , enquanto que os granodioritos porfiríticos estão compostos por rochas ácidas com teores acima de 69% e abaixo de 72%. De modo geral são essencialmente metaluminosos com variações pouco peraluminosas. Os granodioritos são rochas relativamente pobres em MgO (0,28-0,57%) e FeO* (1,75%-2,35%). São potássicas, ricas em álcalis ($K_2O > Na_2O$) com razões Na_2O/K_2O maiores que 1.

Os baixos teores de Rb e altos teores de Sr nos tonalitos refletem a dominância de anfibólio e plagioclásio, enquanto os relativamente altos teores de Ba refletem relativa riqueza em biotita.

Do ponto de vista dos elementos terras, mais uma vez dois comportamentos são observados. As rochas tonalíticas exibem baixo fracionamento ETRL/ETRP com uma das amostras com padrão plano similar ao de MORBs tipo E. Anomalias negativas de Eu não existem, ou refletem um acúmulo de plagioclásio, ou uma fonte desprovida de plagioclásio. A Suite Sitio dos Bois mostra enriquecimento de 5 a 224 vezes com relação aos ETR totais dos condritos. As razões Ce/Yb evidenciam um forte fracionamento de elementos terras raras leves com relação aos elementos terras raras pesados. As razões La/Sm variam de 6,2 a 12,2 enquanto as de Dy/Yb permanecem quase constantes. Anomalias tanto positivas como negativas de Eu são observadas. (Figura 4.27).

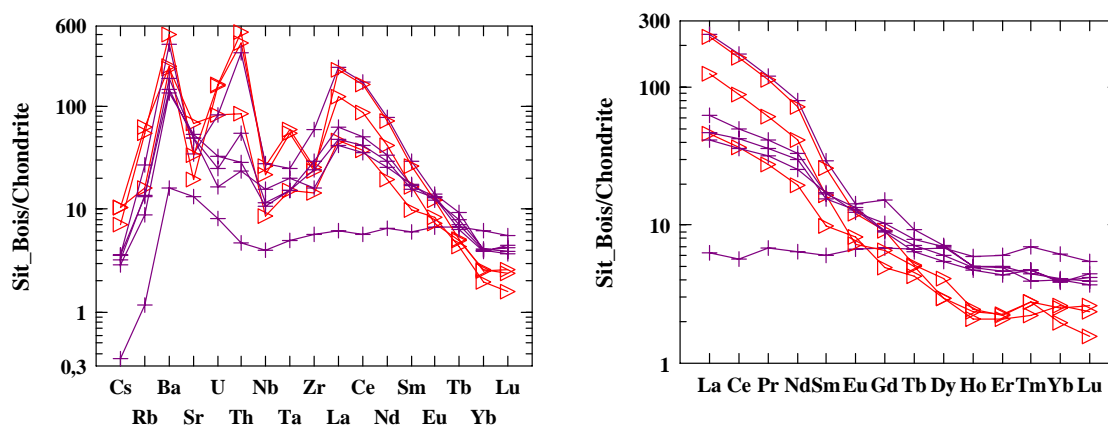


Figura 4.27: Diagrama multielementos condrito-normalizado e Elementos terras raras condrito normalizado para rochas representativas da Suíte Sitio dos Bois.

Suíte Quixadá

Os litotipos que constituem o batólito Quixadá são porfiríticos, com megacristais de K-feldspato e plagioclásio que variam de 2 a 8 cm de comprimento ao longo de seu eixo C cristalográfico,

imersos em matriz de cor preta esverdeada e granulação grossa, composta essencialmente por anfibólio, biotita e plagioclásio (Figura 4.28).



Figura 4.28: Dique Ácido cortando metatexitos do Complexo Juatama e Monzonito Quixadá. (9438884/490412).

Os megacristais são de modo geral não deformados e mostram-se alinhados sub-paralelamente ao contato, conferindo a rocha uma marcante foliação de fluxo magmático, que também é evidenciada por um alinhamento de enclaves microgranulares elipsoidais, de composição freqüentemente diorítica. Nas porções centrais do corpo, há um tênue alinhamento de cristais e enclaves, sugerindo ausência de fluxo nesta porção do batólito. A deformação no estado sólido, não coaxial, heterogênea, está ressaltada pela ocorrência de bandas de cisalhamento cujas espessuras variam desde centimétrica a decamétrica. Nessas "shear bands" a rocha adquire um aspecto facoidal com sombras de recristalização em megacristais de feldspatos, geralmente indicando uma movimentação destal para tais zonas.

Feições do tipo "layering", onde se alternam acumulados de feldspatos, na forma de faixas ou lentes, com poucos metros de comprimento por alguns centímetros de espessura, com concentrações "schlieren" de material máfico, especialmente anfibólio, em espessuras com as mesmas dimensões, são feições ocasionalmente observadas. Elas sugerem ou misturas de dois materiais com composições químicas contrastantes, ou uma marcante sedimentação rítmica durante a cristalização.

O entelhamento de megacristais de feldspatos é uma feição esporadicamente presente; ele define uma orientação preferencial de fluxo magmático, com cinemática destal, sugerindo a atuação da zona de cisalhamento Senador Pompeu sobre o magma Quixadá ainda no estágio magmático.

A Suite Quixadá está constituída essencialmente por um suíte monzonítico (Lameyre & Bowden 1982), com monzonitos, sienitos e dioritos compondo cerca de 90% do total de litotipos presentes. Os dioritos e variedades quartzosas ocorrem na forma de enclaves e diques sin-plutônicos. Granodioritos hololeucocráticos são encontrados na forma de diques de espessura e comprimento variáveis (Figura 4.29).

A Facies Monzonito

Os litotipos que constituem esta facies são universalmente porfiríticos, com megacristais de K-feldspato, plagioclásio, anfibólio e ocasionalmente clinopiroxênio. Sua matriz está constituída

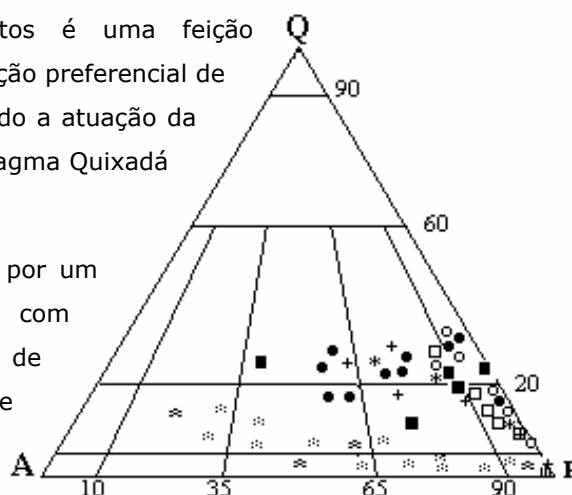


Figura 4.29: Diagrama Quartzo-Álcali-feldspato-Plagioclásio (QAP) exibindo a variação composicional modal do batólito Quixadá (pegadas). Rochas das suites M. Velho (círculos), M. Novo (cruzes), Serra Branca (quadrados fechados), Boa Fé (asteriscos), Água Doce (quadrados abertos) e Uruquê (círculos fechados), todos constituintes do batólito Quixeramobim foram plotadas para comparação.

essencialmente por anfibólio e biotita, com plagioclásio, microclina e quartzo como acessórios, compondo o cimento. São encontrados ainda, titanita, allanita, apatita, zircão, magnetita/ilmenita, pirita e epidoto. Carbonatos, clorita, actinolita-tremolita, minerais-argila e minerais óxido de ferro são os minerais produtos de alteração dos minerais primários. Os minerais máficos conferem a estas rochas índices de cor que variam de 15 a 50%, com os termos mesocráticos predominando. Aglomerados máficos podem ser encontrados, neste caso, elevando o índice de cor a valores próximos de 100%.

Na assembléia de megacristais, bem como na matriz, o K-feldspato está representado pelo ortoclásio que se apresenta via de regra euedral, de cor cinza-claro a amarelado e tamanhos variando entre 2 e 8 cm, com os cristais de 3 cm sendo os mais abundantes. São geralmente pertíticos, com as estruturas em mancha e "flame shadow" predominantes. Alguns megacristais, exibem-se ovalados ou não com mantos plagioclásicos de espessuras que variam de 3 mm a 6 mm. Muitos deles exibem até três fases de crescimento marcadas por cristais de biotitas crescidas epitaxialmente aos feldspatos.

Inclusos de forma dispersa nestes megacristais, são encontrados cristais euedrais de plagioclásio, anfibólio, zircão e apatita. Outras inclusões, estas de cristais não euedrais, são de minerais óxido de ferro (sem titânio), epidoto, clorita e epidoto em intercrescimentos lamelares e quartzo, que só ocorrem nas bordas dos megacristais.

O plagioclásio ocorre em megacristais de tamanhos variando entre 3 e 8 cm com os de 3 cm predominando. São de cor branca leitosa, às vezes túrbidos em função das alterações para minerais-argila e de inclusões de anfibólio, titanita, zircão, minerais óxidos de ferro e apatita. Exibem zonação simples ou oscilatória e crescimento em *sinneusis*. Alterações para carbonato de cálcio e terras raras são freqüentes, bem como alterações para epidoto e calcita sem terras raras. Dados óticos e espectrométricos sugerem uma composição andesínica sódica, entretanto, oligoclásio também pode ocorrer principalmente nos sienitos.

Hastingsita com pleocroísmo marrom esverdeado e marrom claro e actinolita-tremolita, com os primeiros dominantes, são os anfibólios presentes nos litotipos do batólito Quixadá. São prismáticos e podem alcançar a 1,5cm ao longo de seu eixo cristalográfico C. Alguns cristais exibem em seus núcleos clinopiroxênios (augita diopsídica) reliquiares. Ao microscópio eletrônico, as hastingsitas exibem zonação com núcleo aluminoso, enquanto que as bordas são pouco aluminosas. Incluídos nestes minerais são encontrados cristais de apatita, magnetita com ilmenita ex-solvida, titanita, zircão, allanitas sem manto de epidoto e raro sulfo-sal de Pb+Cu+Fe+S (Almeida, 1995).

As biotitas são, de modo geral, marrons com muitos dos cristais observados sendo produtos da transformação de anfibólios. Espectros tirados em SEM/EDS mostram que cristais internos aos anfibólios são similares aos externos, não havendo, qualitativamente, diferenças composicionais. Quando cloritizadas as biotitas apresentam-se esverdeadas com lamelas de ilmenita ao longo dos planos de clivagem. Apatitas, zircão, titanita, rutilo, magnesita, ilmenita, allanita, quartzo e plagioclásio são as inclusões encontradas nas biotitas. De maneira pouco peculiar, são encontradas lamelas de biotitas avermelhadas formando enxames dentro de plagioclásio, dispostos de forma tal

a assemelhar-se com simplectitos. Tais biotitas vermelhas também foram encontradas em enclaves.

Apatitas se mostram, via de regra, euedrais, colunares, com pequenas razões comprimento/largura. Estas quando analisadas por catodoluminescência, se mostram invariavelmente zonadas de modo concêntrico, desde núcleos de cor lilás a cinza-ago até bordas de cor verde-amarelado brilhante. Tal esquema pode corresponder a zonação dos ETR, com concentrações decrescentes do núcleo para a borda, e de Mn^{2+} , crescente do núcleo para a borda (Markunin 1979; Marshall 1988). Alguns cristais maiores de apatita que mostram contatos que parecem irregulares quando analisados por microscopia convencional, são na verdade, aglomerados de cristais que se formaram, talvez por sinneusis. Além disso, ela é muito mais abundante do que se suspeita através de exames convencionais. Associa-se preferencialmente aos ferro-magnesianos, sendo mais comum sua ocorrência nos contatos desses minerais, na forma de agrupamentos de cristais euédricos. As inclusões nos anfibólios tendem a ficar concentradas em direção às bordas destes cristais. Às vezes sua disposição geométrica sugere que a cristalização ocorreu ao longo de uma face de crescimento do anfibólio. A apatita também ocorre como inclusões em minerais félsicos, e novamente tende a se concentrar nas partes mais externas deles. Por SEM/EDS, a zonação observada através das imagens de elétrons retroespalhados é sutil e algo irregular. Os ETRL e Fe foram detectados em todas as porções examinadas dos cristais, havendo somente poucos indícios de zonação destes elementos. Por outro lado, o ytrio foi detectado apenas nas (bordas) o que sugere que há zonação dos ETRP.

Titanita - Duas gerações são encontradas: aquelas primárias (até 1cm), quase sempre euedrais, losangulares, geminadas e precoces na ordem de cristalização e aquelas anedrais irregulares oriundas da transformação de biotitas. Ocorrem como inclusões nos minerais máficos, especialmente nos anfibólios e nas interfaces dos minerais principais. Este último tipo hospeda com frequência, apatita, torita e ilmenita. Por SEM/EDS, verifica-se uma zonação irregular. Manchas nas imediações dos núcleos dessas titanitas podem, ou não, conter ETRL (especialmente Ce) acima do limite de detecção, enquanto que os ETRP foram detectados apenas nas bordas.

Allanita - A allanita se mostra quase sempre prismática, euedral, zonada e com um manto de epidoto. Observações com SEM/EDS, revelam zonação oscilatória com relação aos teores de ETR e ThO_2 , porém nos núcleos a concentração de ETR é um pouco maior. Assim como a titanita, a allanita e o epidoto associado podem ser encontrados depositados ao longo dos planos de clivagem de anfibólios. Nos minerais félsicos, inclusões com a morfologia típica da allanita encontram-se pseudomorfosadas por minerais fibrosos de Ca e ETR, possivelmente flúor-carbonatos ou óxidos e de minerais pontuais de Th e Si, possivelmente a thorianita. Minerais fibrosos de cálcio e terras raras foram encontrados também nas bordas de alguns cristais de plagioclásio, ao longo de seus planos de clivagem, e ao longo de algumas de suas interfaces.

Epidoto - Os cristais de epidoto ocorrem em três diferentes formas: 1) em cristais subeudrais sistematicamente associados a biotita e/ou anfibólio, com os quais mantendo uma estreita relação de equilíbrio, como evidenciado pelos contatos retos entre ambos; 2) em cristais granulares, mantendo os cristais de allanita. Estes, apesar de granulares, exibem um conjunto cuja forma externa é normalmente aquela de um cristal bem formado, euedral ou subeudral. Este manto varia

em espessura independente do tamanho dos cristais de allanita do núcleo; 3) em cristais anedrais oriundos da desestabilização do plagioclásio.

Os cristais de zircão são sempre muito pequenos (5 a 10micra) e ocorrem inclusos em cristais máficos, especialmente biotitas. Um ou outro cristal, entretanto, chega a atingir 50micra. Os núcleos desses cristais não apresentam catodoluminescência. Em direção às bordas, surge uma zonação aproximadamente concêntrica, muito fina, em que a catodoluminescência alterna entre quase ausente, branco azulado brilhante até branco, ligeiramente amarelado. Devido ao pequeno tamanho das zonas, não é possível verificar sua origem através de SEM/EDS. As cores observadas por CL, entretanto, podem ser atribuídas a zonação seja de U e Th (Grauert & Wagner, 1975), seja aos ETR (Markunim, 1979).

É possível que alguns dos padrões de zonação observados sejam devidos à lentidão (baixa difusividade) de íons M^{3+} , no estado líquido. Nesse caso, modelos simples de partição dos elementos-traços são inaplicáveis. A presença de compostos secundários de Ca e ETR alerta para a possibilidade de migração desses elementos durante a consolidação do magma.

Aspectos Geoquímicos

As rochas que compõem a suíte monzonítica se apresentam com natureza essencialmente intermediária ($57 < SiO_2 \leq 65$) e, apesar de porfiríticas, não mostram química de acumulação de Al_2O_3 , vista que todas elas são meta- aluminosas, com Al_2O_3 variando de 13,7 a 14,8%. Apesar da simplicidade mineralógica, apresentam uma química anormal onde uma amostra com 4,9% de MgO contém 4,0% de K_2O . Na_2O permanece aproximadamente constante (3,6-4,0%), enquanto K_2O (3,3-4,5%) cresce com crescente SiO_2 .

Os teores de NiO estão abaixo de 0,01% enquanto que os de Cr_2O_3 alcançam 0,04%. Sn e Mo exibem-se em teores menores que 5ppm enquanto que Th, Ta estão abaixo de 15ppm e Nb abaixo de 20ppm. Y comporta-se como elemento compatível decrescendo com crescentes teores de SiO_2 .

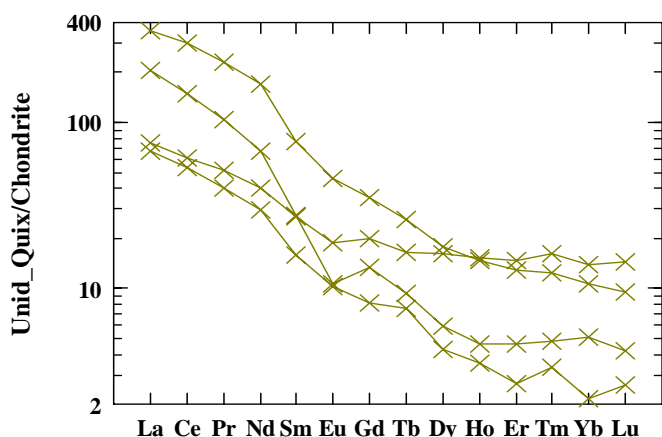


Figura 4.30: Padrão de elementos terras raras condrito-normalizado para rochas representativas do batólito Quixadá

Exibem um enriquecimento de ETR de 70 a 100 vezes com relação aos condritos, decrescendo com crescentes teores de sílica. A amostra A3, rica em titanita (1cm tamanho médio) e allanita, corresponde a uma anomalia positiva no teor total de ETR. As razões Ce/Yb variam de 98 a 157 evidenciando um fracionamento relativamente forte de ETRP com relação aos ETRL. O fracionamento dos ETRL (Ce/Sm), eleva-se com o teor crescente de Sílica, enquanto que as razões Dy/Yb permanecem aproximadamente constantes. Das

amostras analisadas, apenas uma delas exibe uma fraca anomalia positiva de Eu. As demais não apresentam anomalias (Figura 4.30).

Os enclaves analisados exibem química bastante similar à dos litotipos que os contém. Diferença importante está no mais baixo teor de SiO₂. Por outro lado, como nas rochas anteriormente citadas, amostras ricas em MgO (7,7%), também são ricas em K₂O (4,5%).

Tabela 4.c: Composição química média de granitóides Shoshoníticos do mundo comparado aos granitóides de Quixadá.

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	59,7	57,01	59,25	56,9	59,30	58,27
TiO ₂	0,83	0,63	0,84	0,78	0,71	1,00
Al ₂ O ₃	15,10	15,73	15,40	15,70	15,80	13,40
Fe ₂ O ₃	2,30	4,22	2,85	1,30	1,40	7,56*
FeO	3,30	2,96	3,00	4,03	3,00	
MnO	0,09	0,14	0,45	0,10	0,07	0,18
MgO	4,20	4,44	3,65	5,80	4,50	4,11
CaO	5,30	5,20	4,60	6,30	5,50	6,39
Na ₂ O	3,70	3,72	3,60	3,20	4,00	2,48
K ₂ O	4,00	4,27	4,75	3,80	4,30	4,90
Sr	2000	834	1750	2000	1820	2525
Ba	3000	1102	2500	2500	2270	2559

1. Intrusivas graníticas de Last Chance (Moore,1973); 2. Granitóides Papua (Smith 1972); Granitoides de Bingham (Moore 1972); 4 e 5 . Granitóides de Quixadá; 6. Glen Dessary Syenite (Fowler 1992).

Os baixos teores de SiO₂, altos teores de CaO, MgO e FeO*, sugerem uma composição basáltica ou, no máximo basáltico-andesítica para estes enclaves.

Os altos teores de K₂O, por outro lado, não deixam dúvida de que estes enclaves tiveram sua química original modificada, com a entrada de SiO₂, K₂O, H₂O e provavelmente Na₂O. Seus altos teores de Fe₂O₃ e a transformação gradativa de clinopiroxênios em anfibólios e estes por sua vez em biotitas, ressaltam a atuação desta fase fluida. Os diques granodioríticos intrusivos na suíte monzonítica, são ácidos e peraluminosos. No diagrama QAP (Fig 4.29) os litotipos que constituem as suítes monzonítica e os enclaves constituem, conforme a classificação de Lameyre e Bowden (1982), uma suíte cálcio-alcálica de alto potássio ou suíte monzonítica. Seus altos teores de K₂O com relação aos teores de MgO, CaO e Na₂O, aliado aos altos teores de Ba e Sr são parâmetros que qualificam esta associação como sendo do tipo Shoshonítica conforme classificação de Morrison, (1980).

A tabela 4.c apresenta a composição química média de alguns granitos shoshoníticos do mundo, comparados com a composição química média de granitóides de Quixadá, ambos com teores de SiO₂ aproximados.

Tabela 4.d: Análises químicas em rocha total de amostras representativas do batólito Quixadá. Elementos maiores (Fonte: Almeida et al. 1999).

Suíte Monzonítica									
	8U4	CD104	A3	5L2	5L4	2L	1A	1C	QX108
SiO ₂	56,90	57,30	57,70	58,00	58,30	59,10	59,10	59,30	60,90
TiO ₂	0,78	0,80	0,91	0,77	0,85	0,79	0,78	0,71	0,62
Al ₂ O ₃	15,70	14,80	14,20	15,00	16,00	15,20	15,80	15,80	13,70
Fe ₂ O ₃	1,30	0,99	1,60	1,30	1,30	1,50	1,60	1,40	0,64
FeO	4,03	4,60	4,09	3,89	3,89	3,60	3,31	3,00	4,10
MnO	0,10	0,09	0,10	0,09	0,09	0,09	0,88	0,07	0,08
MgO	5,80	5,80	5,90	5,90	4,20	4,90	4,50	4,50	5,60
CaO	6,30	5,90	6,10	5,80	6,10	6,10	5,80	5,50	5,20
Na ₂ O	3,20	3,70	3,80	3,70	3,30	3,50	3,60	4,00	4,00
K ₂ O	3,80	3,60	3,60	3,80	3,50	3,70	3,60	4,30	3,30
P ₂ O ₅	0,58	0,63	0,73	0,56	0,57	0,61	0,55	0,51	0,51
H ₂ O ⁺	1,11	0,57	0,57	0,99	1,05	0,90	1,02	0,81	0,55
H ₂ O ⁻	0,17	0,06	0,08	-	0,19	0,01	0,17	0,11	0,08
NiO	-	<0,01	<0,01	-	-	-	-	-	<0,01
Cr ₂ O ₃	-	0,04	0,04	-	-	-	-	-	0,04
SUÍTE MONZONÍTICA			ENCLAVES			GRANITOS FINOS			
	QX49	QX71	6X5	2LB	7K4	3P	6Z3	5Z6	1F
SiO ₂	62,20	63,90	65,00	53,70	55,10	55,20	69,00	71,30	73,00
TiO ₂	0,54	0,48	0,58	0,88	0,98	0,81	0,22	0,35	0,23
Al ₂ O ₃	14,30	14,20	14,10	14,90	17,70	16,50	15,90	15,10	14,90
Fe ₂ O ₃	0,64	1,90	0,60	2,30	2,30	2,60	0,38	1,0	0,42
FeO	3,20	1,40	2,88	4,32	4,32	3,17	0,65	0,72	0,70
MnO	0,07	0,08	0,06	0,14	0,16	0,09	0,02	0,02	0,02
MgO	4,90	4,10	2,90	7,70	3,28	5,06	0,56	0,50	0,44
CaO	4,70	3,70	3,80	6,90	6,10	6,70	1,90	1,60	1,40
Na ₂ O	3,60	4,00	4,00	2,80	4,00	4,10	5,60	3,60	3,50
K ₂ O	4,20	4,50	4,70	4,50	3,80	3,80	3,60	4,70	4,30
P ₂ O ₅	0,45	0,36	0,34	0,63	0,67	0,57	0,37	0,11	0,06
H ₂ O ⁺	0,32	0,51	0,80	1,09	1,21	1,01	0,55	0,58	0,66
H ₂ O ⁻	0,07	0,07	0,14	0,16	0,7	0,13	0,14	-	0,12
NiO	<0,01	<0,01	-	-	-	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	0,04	0,03	-	-	-	-	-	-	-

Tabela 4d (cont): Análises químicas em rocha total de amostras representativas do batólito Quixadá. Elementos traços.

Suíte Monzonítica									
	8U4	CD104	A3	5L2	5L4	2L	1A	1C	QX108
Rb	60	83	82	66	61	67	67	64	75
Sr	2000	1090	1940	1770	1640	1820	2000	2000	1240
Ba	2500	2080	1460	2000	2000	2270	2840	2860	1460
Ta			<15						
Nb	20	-	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
V	-	130							128
Sn	<5	<5	-	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Mo	-	<5	-	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Y	-	43							34
Zr	-	320	550						490
U			<15						-
La		50,08	59,80						43,80
Ce		92,29	109,30						87,89
Nd		55,68	59,36						55,02
Sm		9,13	9,17						9,43
Eu		2,20	2,52						2,18
Gd		5,30	5,59						5,73
Dy		2,56	2,89						5,73
Ho		0,21	0,59						0,59
Er		1,43	1,19						1,49
Yb		0,94	0,69						1,17
Lu		0,12	0,10						0,14
Cl	-	100	180						65
CO ₂	0,07	0,60	0,30						0,22
F	-	0,12	0,13						0,10
S	-	0,01	0,02						0,10
Li	5	27	-	12	16	11	12	9	18
SUÍTE MONZONÍTICA			ENCLAVES			GRANITOS FINOS			
	QX49	QX71	6X5	2LB	7K4	3P	6Z3	5Z6	1F
Rb	92	91	50	88	70	74	57	24	110
Sr	1320	850	1310	1600	1710	2150	1628	718	668
Ba	1870	1480	1970	3200	3030	2650	1620	1220	2030
Nb			<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
V	58	46							-
Sn	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Mo	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Y	15	<10	-						-
Zr	192	260	-						-
La	53,82	48,76							
Ce	91,80	80,88							
Nd	47,25	40,38							
Sm	7,26	6,30							
Eu	1,78	1,48							
Gd	4,30	3,47							
Dy	2,00	1,64							
Ho	0,36	0,31							
Er	0,89	0,79							
Yb	0,72	0,68							
Lu	0,10	0,088	-						-
Cl	41	65	-						-
CO ₂	0,43	0,60	-						-
F	0,07	0,07	-						-
S	0,01	0,01	-						-
Li	18	18	9	12	17	20	8	11	12

No diagrama AFM (Figura 4.31) as rochas do Bqxd plotam abaixo da reta que define a razão $FeO^*/MgO = 1,5$, constituindo um "trend" que é similar ao sugerido por Baker (1978), para as rochas da suíte shoshonítica.

Discussão

As evidências de campo, petrográficas e químicas encontradas no batólito Quixadá, indicam que todos os tipos de interação, desde uma homogeneização local completa até um mistura de magmas básicos com magmas ácidos, ocorreu em diferentes tempos e em diferentes escalas durante a cristalização do batólito. A ubiquidade dos diques sinplutônicos máficos, sejam eles contínuos ou descontínuos, são uma evidência marcante de que em todos os estágios de cristalização do batólito, a injeção de magmas máficos foi um processo quase contínuo, sugerindo que as intermitentes pulsações destes magmas foram de grande relevância na interação dos magmas.

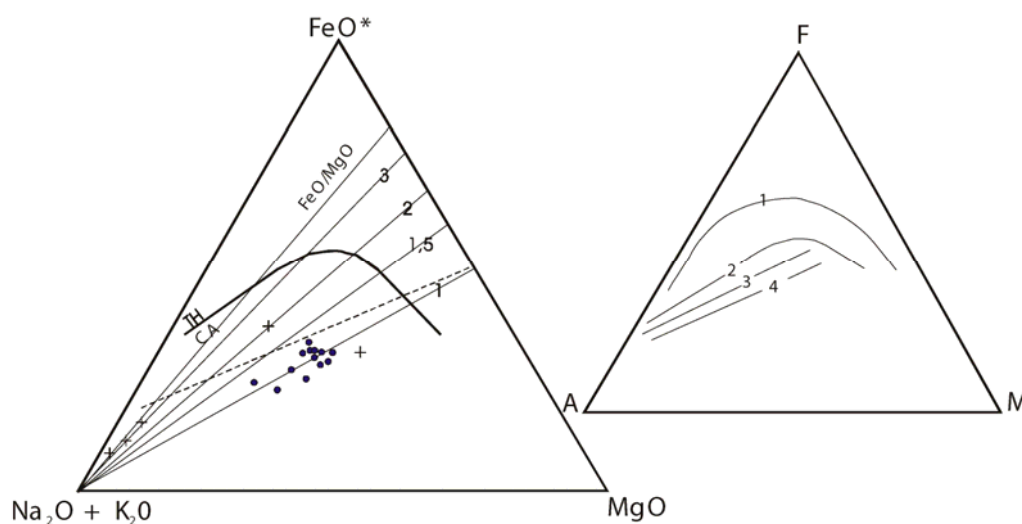


Figura 4.31: Diagramas AFM para as rochas do batólito Quixadá (A) e para as suítes vulcânicas de zonas de subducção. Em (A) são mostradas as razões FeO^*/MgO , bem como a divisão dos campos cálcio-alcálico (CA) e toleítico (TH) e o "trend shoshonítico" (S) de Baker (1978). Pontos = suíte monzonítica Qxd; X = enclaves e Cruzes = granitos finos tardios. Em (B) são mostrados os "trends" 1 = Suítes toleíticas de arcos insulares; 2 = Suíte cálcio-alcálica de arcos insulares; 3 = Suíte cálcio-alcálica de margens continentais e 4 = Suíte shoshonítica (Extraído de Baker, 1978).

Fontes

As associações litológicas que compõem o batólito Quixadá são sem dúvida produtos de mistura de magmas de composições relativamente contrastantes. Os enclaves magmáticos encontrados neste batólito possuem mineralogia e química indicando que os líquidos originais tinham composição basáltica. Estes basaltos, como indicam os inúmeros diques sin-plutônicos, foram injetados em um líquido de composição mais ácida, em vários estágios de sua cristalização.

Uma análise comparativa do batólito Quixadá com outras associações no mundo (tabela 4.c), mostra que estas rochas apresentam teores de Ba, Sr e ETRL significativamente mais altos que aquelas suítes. Gill (1974) e Hawkesworth et al. (1979), têm chamado atenção para o fato de que magmas gerados em ambientes de margens destrutivas de placas, são enriquecidos em elementos

com baixo potencial iônico (Sr, Ba, ETRL) com relação aos elementos com alto potencial iônico (Nb, Zn, P, Ti, ETRP), quando comparados com magmas de química total equivalente de cadeias médio-oceânicas ou riftes continentais (Harmon et al 1984).

A análise dos diagramas de variação multi-elemental (Figura 4.32) mostra, entretanto, que não é somente alto Ba e Sr que caracterizam as rochas Quixadá, mas uma série de características geoquímicas tais como baixo Rb e alta razão K/Rb e relativamente baixos teores de Th, U, Nb e ETRP. Enquanto que algumas das características de elementos traços (Alta K/Rb, baixo ETRP) podem ser razoavelmente explicadas pelo mecanismo de fusão de uma cunha de manto hornblândico, surge a questão se as outras características geoquímicas, tais como alto Sr e Ba são satisfeitas. A carência de uma anomalia de Eu mais significativa, indica que a região fonte deve ter sido desprovida de plagioclásio.

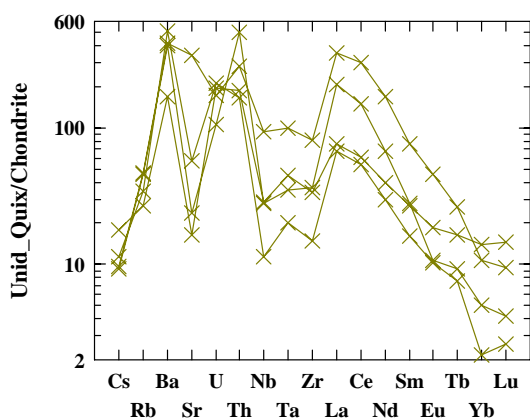


Figura 4.32: Diagrama multielementos Condrito normalizado para rochas representativas do batólito Quixadá.

for o percentual de fusão (Wendlant & Egller, 1980). A natureza potássica, bem como os altos teores de MgO, Sr e Ba e elementos terras leves, caracterizam os magmas Quixadá como de natureza shoshonítica. Muitos autores concordam que estes magmas são produtos da fusão do manto litosférico, onde horizontes metassomáticos formados pela percolação de pequenos volumes de líquidos ascendentes do manto convectivo (inclusive carbonatíticos) ou fluidos são preservados e tornar-se isotopicamente evoluído através do tempo geológico (Wendlant & Egller, 1980).

A ocorrência de um manto litosférico enriquecido em elementos incompatíveis no Nordeste do Brasil tem sido proposta por Ferreira et al (1993). Um componente magmático com as características apresentadas por estes magmas pode ser um forte candidato para compor os magmas shoshoníticos Quixadá, com a porção basáltica podendo ser derivada de um manto litosférico hornblândico, similar ao anteriormente descrito. A mistura mecânica em diferentes percentuais destes dois magmas mantélicos, geraria todas as características exibidas pelos litotipos Quixadá.

Super Suíte Intrusiva Rio Quixeramobim

A Super Suíte Intrusiva Rio Quixeramobim – Esta denominação é aqui usada em substituição ao termo Batólito Quixeramobim (Almeida et al. 1989), em atenção ao código de Nomenclatura

Estratigráfica, que em seu Artigo B-12 diz que “A suíte é constituída pela associação de diversos tipos de uma classe de rocha intrusiva, ou metamórfica de alto grau, discriminadas por características texturais ou mineralógicas ou composição química (Art. B-19 §2)”.

Em função da textura, composição e grau de homogeneidade, o batólito Quixeramobim foi subdividido em sete suítes denominadas informalmente de: suíte Muxuré Velho, suíte Muxuré Novo, suíte Água Doce, suíte Serra Branca, Suíte Uruquê, suíte Boa Fé e Mobilizados Tardíos. A classificação das rochas aqui adotada é aquela de Streckeisen (1976).

Suíte Muxuré Velho

Sob esta denominação estão incluídas todas as rochas de coloração cinza-escuro, de granulação fina (0,2cm, tamanho médio), com textura porfírica ou afírica inequigranular que ocorrem como enclaves, diques sin-plutônicos ou formando grandes “sheets”, como por



Figura 4.33: Enclave microgranular inserido em rocha da Suíte Serra Branca. Observar xenocristais de K-feldspato incluídos total e parcialmente indicando a natureza líquida do enclave (468028/9421200).

exemplo na fazenda Muxuré Velho. Estas rochas estão caracterizadas por um alto índice de cor (>35) e pela presença marcante de anfibólio como mineral máfico, muitas vezes dominantes com relação à biotita. Na forma de enclaves, estes corpos exibem formas que podem ser ovais, elipsoidais ou em charutos. Seus contatos com as rochas hospedeiras variam de bruscos a gradacionais. Suas estruturas internas são caracterizadas por uma foliação magmática e/ou tectônica, que é, qualquer que seja o tipo, paralela à da rocha hospedeira.

Na forma de diques sin-plutônicos, mostram espessura variável, desde centimétrica a hectométrica e podem ser contínuos ou descontínuos. Suas abundâncias são inversas com relação aos enclaves, ou seja, são mais freqüentes nas suítes tardías. Algumas vezes, tais injeções são tão próximas, abundantes e pouco espessas que dão ao conjunto aflorante um aspecto bandado, semelhante ao de rochas gnáissicas.

Quando em grandes “sheets”, formam plutons relativamente homogêneos, como é o caso daqueles que ocorrem nas fazendas Muxuré, Canhotinho, Muxinatô (esta última a 0,5km a sul do km 20, na CE 021).

Mineralogia

Os EM são, de maneira geral, de granulação mais fina (0,5-2mm) que os granitóides encaixantes (4-10mm). Eles são facilmente identificáveis no campo por sua cor escura contrastante com a cor clara do hospedeiro. Tal cor é o reflexo do percentual de minerais máficos, que normalmente atinge a 35-40% e da granulação relativamente fina. Muitos enclaves são porfíricos, com megacristais de k-feldspato, plagioclásio e hornblenda, este último encontrado principalmente nos enclaves que ocorrem na suíte Muxuré Novo. De modo geral, estes megacristais só são

encontrados nos enclaves se os hospedeiros que contém também são porfíricos. A proporção de megacristais com relação à matriz varia desde 0 (enclaves afíricos) a 20%, estes encontrados principalmente na suíte Serra Branca.

No diagrama QAP de Streckeisen (1976), estes vão compor uma suíte cálcio-alcalina tonalítica (conceito de Lameyre e Bowden, 1982), composta essencialmente por dioritos, quartzo-dioritos, tonalitos e granodioritos, com os dois primeiros predominando sobre os demais (Figura 4.34).

Microscopicamente, são observados plagioclásio, biotita, clinofibólios, microclina, quartzo como minerais essenciais e minerais óxidos de ferro e titânio, apatita, titanita, allanita, epidoto e zircão como minerais acessórios e carbonato (calcita), mica branca, clorita e minerais-argila como produtos de alteração dos minerais primários.

O plagioclásio é o mineral predominante nestas rochas.

Em rochas pouco ou não deformadas, ocorre como fenocristais euédricos ou subédricos e na matriz, normalmente anedrais. São geminados, apresentam extinção ondulante fraca, fraturas irregulares e às vezes microfalhas; alguns deles apresentam zonagem oscilatória, enquanto outros mostram textura poiquilítica, com inclusões são

de apatita, zircão, biotita e ocasionalmente anfibólio. Saussuritização e mirmequitização são freqüentes. Quando matricial, os cristais são anedrais.

Em rochas deformadas, os megacristais se mostram ovalados, ou arredondados com sombras assimétricas de recristalização denunciando um fluxo no estado sólido, resultante de uma deformação não coaxial. A biotita ocorre em cristais lamelares dispersos, ou por vezes, em concentrações irregulares heterogeneamente distribuídas na rocha. Seu pleocroísmo varia de castanho claro a castanho escuro, com alguns cristais mostrando tons avermelhados.

Localmente forma agregados com minerais neo-formados tais como muscovita, titanita e minerais-óxido-de-ferro. Também são observadas no núcleo ou bordas de anfibólios, sugerindo sua origem a partir da desestabilização deste mineral. Inclusões de apatita, zircão e plagioclásio são freqüentes.

O quartzo é anedral e ocorre comumente como cristais intersticiais; extinção ondulante é frequente em minerais cujas rochas sofreram fraca deformação, entretanto, onde a deformação foi mais intensa, estes minerais se apresentam com formas lenticulares (ribbon-quartz), ressaltando a foliação impressa.

O anfibólio é a hornblenda verde ou a hastingsita, conforme o anfibólio presente no hospedeiro. Podem constituir fenocristais (grãos euedrais ou subedrais) ou, mais raramente, fazer parte da matriz. Estes se mostram parcialmente transformados para biotita com epidoto também presente como produto desta transformação.

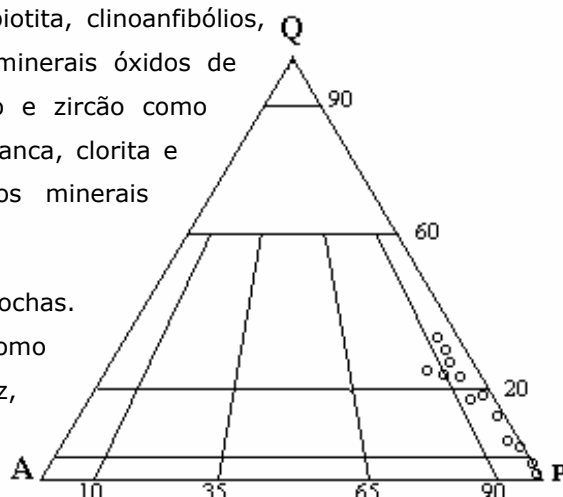


Figura 4.34: Diagrama Quartzo-Álcali-feldspato-Plagioclásio (QAP), exibindo a variação composicional modal de rochas representativas da suíte Muxuré Velho.

Tabela 4.e: Composição modal de rochas representativas da suíte Muxuré Velho. qz=quartzo; pl=plagioclásio; kf=feldspato alcalino; bi=biotita; anf = anfibólio; ti=titanita; ap=apatita; all=allanita; epi=epidoto; zr=zircão; opc=opacos; mirm=mirmequita pert=pertita; clt=clorita; mus=muscovita; car=carbonato (calcita).

	BM	BM	BM	BM	BM	BM	BM	BM	BM	BM	BM
	13	73x	124	336	48	146	150	25b	29	37	128
qz	12,9	22,3	15,6	13,6	15,8	14,0	16,6	11,0	5,50	9,20	3,7
pl	47,0	41,6	50,7	52,4	44,2	35,8	47,9	55,0	65,0	53,3	51,4
kf	-	x	-	-	-	x	x	-	-	-	-
bi	31,2	26,9	20,3	23,2	27,0	37,4	24,8	27,0	23,0	22,3	32,4
hbl	-	-	8,80	6,70	7,50	4,10	1,30	3,10	4,80	10,2	4,10
ti	0,80	1,50	1,10	0,80	1,60	1,60	0,70	0,60	0,30	0,50	-
ap	1,10	0,50	0,20	0,30	0,10	0,30	0,80	0,30	0,70	1,70	2,40
all	x	x	0,10	0,30	x	x	0,10	x	-	-	0,40
epi	3,90	4,50	1,10	2,00	1,60	2,70	0,60	2,30	x	0,50	3,70
zr	-	x	0,10	x	0,10	0,10	x	x	x	x	x
clt	-	x	0,50	x	-	0,30	0,10	-	-	-	-
mus	0,20	0,20	-	x	-	-	-	-	x	x	x
carb	2,20	1,50	0,20	-	1,60	0,70	1,50	0,10	0,20	1,20	1,20
mirm	x	0,50	0,10	0,10	-	-	-	-	-	-	-
opc	0,20	x	0,10	0,10	-	x	x	x	x	x	x
clzt	-	0,20		0,30	-	0,10	-	0,30	-	-	-

	FD	FD	FD	FD	FD	FD	FD	FD	BM
	34	102	117	117F	62	52D	8B	281A	
qz	22,3	22,2	21,1	17,4	14,0	13,1	9,11	10,1	
pl	48,1	44,5	46,8	41,8	39,2	48,7	20,0	56,0	
kf	1,50	x	6,25	3,70	1,96	1,80	2,30	0,60	
bi	22,2	20,1	21,0	28,1	26,8	19,3	28,3	31,6	
hbl	x	x	0,40	-	8,50	14,2	37,4	x	
per	x	6,61	x	1,10	4,30	x	x	-	
mirm 0,80	0,80	3,90	1,10	-	0,90	x	-		
ti	2,10	1,10	0,40	4,0	2,61	1,60	1,60	0,30	
ap	0,40	0,30	x	0,30	x	x	0,30	x	
all	0,40	0,80	-	0,40	x	-	-	-	
zr	x	x	x	x	x	x	x	x	
opc	x	0,30	x	x	0,30	x	x	x	
clt	-	0,30	-	x	0,30	-	-	-	
clzt	0,20	x	-	x	0,60	x	0,30	-	
carb	1,0	2,90	x	1,50	x	-	x	-	

A microclina é rara, aparecendo em cristais anedrais e intersticiais e sempre geminados segundo a lei da Periclina. Seus contatos são irregulares e amoldam-se aos cristais maiores adjacentes.

As titanitas constituem cristais euédricos, subeuédricos ou anédricos. Os dois primeiros exibem formas losangulares, e normalmente apresentam inclusões de apatita e zircão. Geminções lamelares podem ocorrer. As titanitas anedrais são normalmente os produtos da desestabilização das biotitas ou mais raramente de anfibólios.

Allanita está presente em cristais euedrais, zonação conspícua, tendo alguns deles um manto de epidoto (pistacita?), que pode ou não acompanhar a forma do mineral interno.

Apatita, zircão (quase sempre do tipo P) e minerais óxidos de ferro e titânio são os minerais acessórios mais frequentes. Os primeiros ocorrem com hábitos aciculares, cujas razões comprimento/largura são normalmente baixas, entretanto, em alguns enclaves esta razão pode atingir a 20/1. Magnetita, ilmenita e ocasionalmente pirita, são os opacos presentes. Zircão, quase sempre euedral, ocorre, como os demais acessórios, sempre incluídos nos demais minerais.

Ordem de cristalização

Minerais óxidos de ferro, apatita, e zircão, quase sempre eudrais e incluídos em megacristais (fenocristais), devem ter sido as primeiras fases precipitadas. Seguindo a estes, anfibólio e plagioclásio cristalizam concomitantemente. Biotita, plagioclásio (2), quartzo e microclina compõem nesta ordem a matriz. É importante ressaltar que ocorrem cristais eudrais de epidoto bem como de allanita, ambos provavelmente primários, entretanto, o epidoto por sua associação íntima com biotita e quartzo, parece resultar não diretamente de uma nucleação homogênea ou mesmo heterogênea do líquido magmático, mas de uma reação do anfibólio com o líquido enriquecido em K₂O. Os megacristais de microclina, como já discutido, são xenocristais.

Suíte Muxuré Novo

Esta suíte ocorre em toda a porção central do batólito, indo desde o distrito de Juatama, porção setentrional do batólito, até as proximidades da cidade de Senador Pompeu, extremidade meridional. Ela é portanto, a unidade litológica mais abundante e está caracterizada por conter rochas porfiríticas de composição granodiorítica, com fenocristais de feldspatos cuja dimensões variam de 1 cm a 6 cm. Nele foram identificados as seguintes sub-suítes;

- a: biotita-granitóides com fenocristais de 3 a 6cm,
- b: anfibólio-biotita granitóides com fenocristais de 1,5 a 3cm,
- c: biotita-granitóides com fenocristais de 1,5 a 3cm.

As rochas supracitadas exibem foliação de fluxo magmático, com ou sem deformação tectônica superposta. As rochas que se posicionam próximas aos contatos com as encaixantes, exibem forte deformação no estado sólido, enquanto que nas porções centrais do batólito, mostram foliação sin-magmática, com exceção é claro, de pequenas "shear bands" resultantes da deformação heterogênea que afetou todo o batólito.

No diagrama QAP de Lameyre & Bowden (1982), estas rochas alinham-se formando uma série cálcio-alcalina granodiorítica (médio potássio) composta por quartzo-dioritos, granodioritos (dominantes) e monzogranitos. Todos os litotipos são de cor cinza claro, porfiríticos, onde ressaltam megacristais de plagioclásio e K-feldspato imersos em uma matriz de granulação média a grossa ($\cong 0,7$ cm), constituída essencialmente por feldspatos, biotita e quartzo. Anfibólios são fenocristais eventuais. Titanita em cristais eudrais de até 1 cm e allanita são acessórios frequentes.

Os fenocristais constituem de 0% a 30% do volume dos litotipos, entretanto, podem eventualmente formar agregados lenticulares, elipsoidais ou ovalados. Distribuídos homogênea-mente, estes estão geralmente orientados segundo N40°E, materializando uma lineação mineral cujos mergulhos variam de 0° a 15°.

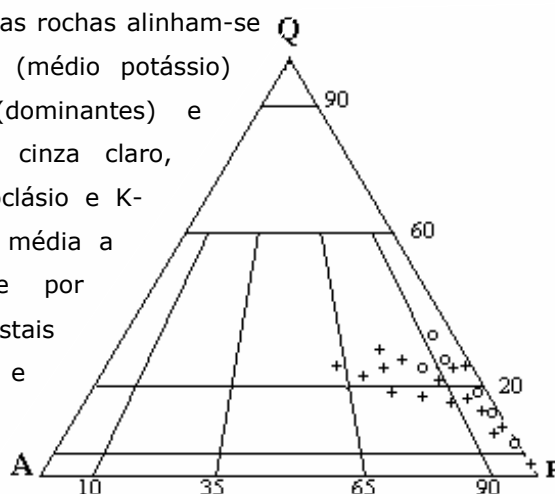


Figura 4.35: Diagrama QAP exibindo a variação composicional de rochas representativas do suíte Muxuré Novo (Cruzes). Rochas do suíte Muxuré Velho (Círculos) são plotadas para comparação.

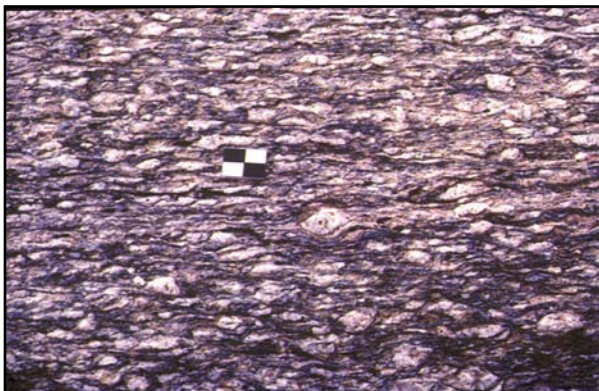


Figura 4.36: Rocha da Suíte Muxuré Novo fortemente deformada exibindo foliação protomilonítica e sombras assimétricas de recristalização indicando cinemática dextral para a zona de cisalhamento Senador Pompeu (482102/9415772).

Os fenocristais de K-feldspato são euedrais ou subedrais, em rochas pouco ou não deformadas, com inclusões não orientadas de plagioclásio \pm anfibólio, e exibem inclusões de biotitas crescidas epitaxialmente ao longo de linhas de crescimento deste mineral. Os fenocristais de plagioclásio são, em geral, subeuédricos, zonados e, quase sempre livres de inclusões. Por outro lado, podem mostrar aglomerados de epidoto anedral e carbonato, como produtos de alteração de seu núcleo.

As rochas contendo anfibólio como fenocristal são de composição menos ácida, isto é, contém mais baixo teor em quartzo e K-feldspato. Já as rochas essencialmente biotíticas são mais ácidas e contém percentuais de quartzo superiores a 20% do volume total da rocha.

Ao microscópio, as rochas do suíte Muxuré Novo exibem uma matriz constituída por plagioclásio, biotita, K-feldspato e quartzo, os quais constituem uma textura inequigranular hipidiomórfica, onde os cristais de biotita podem estar dispersos ou constituindo "clots". Os acessórios comumente encontrados são: titanita, allanita, apatita, zircão, minerais-óxidos-de-ferro e titânio, epidoto e muito raramente pirita. Carbonato, epidoto, mica branca, clorita e minerais-argila são os produtos de alteração dos minerais primários.

O plagioclásio é o mineral mais abundante na matriz. Ocorre com hábito tabular, euedral ou anedral, e exhibe geminações típicas de seu grupo. Intercrescimento com quartzo formando textura mirmequítica é freqüente. A microclina, a exemplo do plagioclásio, ocorre tanto como fenocristal como na matriz. No primeiro caso está presente como cristais euedrais ou subeudrais e no segundo, como cristais anedrais. Exibem geminação típica segundo a lei da Albita-Periclina, são normalmente pertitzados (estrutura em "flame shadow" e em manchas) e fraturados. Quando deformados ductilmente, exibem sombras assimétricas de recristalização (Fig 4.36). Inclusões de hornblenda, plagioclásio e biotita são comuns, além de apatita, zircão e minerais opacos.

A biotita ocorre em cristais subeuédricos, lamelares, quase sempre orientadas conferindo á rocha uma foliação de direção preferencial N40°E, com mergulhos variáveis entre 20° e 50° para oeste, exceto nas bandas de cisalhamento onde a foliação é vertical. São freqüentes as inclusões de opacos, apatita e zircão. Alteram-se para muscovita \pm titanita \pm opacos \pm clorita. Cristais alterados para clorita, exibem estrutura sagenítica, ou seja, cristais entrecruzados de rutilo formando ângulos de 60° e 120°.

O anfibólio presente é a hornblenda verde que ocorre em cristais euedrais ou subeudrais (fenocristais) ou muito raramente a actinolita-tremolita, este provavelmente o produto de alteração

de um clinopiroxênio. As hornblendas quando inclusas em outros fenocristais são sempre de menor tamanho que aquelas externas aos fenocristais. Alteram para biotita±epidoto±quartzo. Contém inclusões de apatitas e zircões. Apatita e zircão são euedrais e ocorrem sempre incluídos nos demais minerais. Os primeiros são aciculares com razão comprimento/largura que não excede a 10/1, enquanto que os zircões ocorrem quase sempre na forma de bastões do tipo P (Pupin, 1980).

Allanitas ocorrem em quantidades significativas, como cristais euedrais, geralmente zonados e manteados por epidoto granular. Estes cristais estão intimamente associados com biotita, sugerindo uma relação genética entre ambos. O epidoto (pistacita) além de ocorrer mantendo a allanita, ocorre em separado, seja no forma de cristais euédricos ou subédricos muitas vezes em ângulos de equilíbrio com a biotita. Também são encontrados cristais anedrais granulares resultantes da alteração do plagioclásio.

A titanita, mineral ocorre como mineral primário ou secundário. No primeiro caso, são minerais euedrais, losangulares, com ou sem geminação lamelar.

Tabela 4f: Composição modal de rochas representativas da suíte Muxuré Novo. qz=quartzo; pl=plagioclásio; kf=feldspato alcalino; bi=biotita; anf=anfíbólio; ti=titanita; ap=apatita; all=allanita; epi=epidoto; zr=zircão; opc=opacos; mirm=mirmequita; pert=pertita; clt=clorita; mus=muscovita; car=carbonato (calcita).

	FD	FD	FD	FD	FD	FD	FD	FD	FD	FD
	5X	55Y	108	242	143	241	200	25	168	354
qz	30,3	27,3	25,4	24,7	23,5	23,3	21,5	20,6	20,6	19,4
pl	40,2	37,6	36,0	44,6	41,5	40,8	47,7	32,2	48,4	39,4
kf	8,82	13,0	13,1	15,3	19,1	18,1	x	7,86	18,0	21,9
bi	7,44	7,67	14,2	9,20	10,5	8,90	9,22	8,60	11,7	12,5
anf	x	x	x	0,22	x	x	5,03	x	x	4,7
ti	-	-	1,64	0,22	0,40	0,74	0,28	0,74	-	0,30
ap	x	x	x	1,30	0,50	0,28	x	x	x	x
epi	x	x	x	1,00	-	x	1,12	x	x	-
zr	0,28	x	x	x	x	x	x	x	x	x
all	-	-	0,27	x	-	x	0,28	x	x	x
mus	1,93	2,00	0,82	x	x	x	x	x	0,26	x
mir	2,48	9,00	1,91	4,70	1,90	4,95	1,40	3,69	0,52	1,20
per	7,71	2,67	6,01	x	2,25	-	12,3	26,0	0,26	-
opc	x	x	0,27	x	0,25	x	0,28	x	x	x
clt	x	x	0,37	x	x	x	0,18	x	x	x
mus	-	-	x	-	0,26	x	0,25	0,26	-	-
car	x	x	x	-	x	x	x	x	-	-

	FD	FD	FD	FD	FD	FD	FD	FD	FD	BM
	112	18B	165	222	110	232	145	94	214	281A
qz	18,8	18,7	17,3	17,0	16,4	15,7	14,4	12,4	10,3	10,1
pl	45,9	36,0	44,6	41,8	40,0	42,0	54,1	37,2	38,8	56,0
kf	12,0	1,28	0,31	4,80	22,3	25,0	7,61	2,07	6,48	0,60
bi	17,7	11,1	21,7	30,3	16,8	13,7	18,3	8,58	17,7	31,6
anf	x	5,54	x	1,60	x	0,80	x	x	17,7	-
ti	1,2	1,78	1,26	2,70	0,41	0,80	2,25	x	1,9	0,30
ap	0,40	0,26	x	0,60	x	x	0,56	x	x	0,30
all	0,40	x	-	-	0,41	0,27	x	0,30	x	-
epi	0,40	1,71	x	0,60	-	-	1,69	0,30	0,95	0,30
zr	0,40	0,21	0,31	0,30	-	-	-	-	x	x
opc	0,70	0,30	x	x	x	x	0,59	x	x	0,30
mirm	3,00	1,30	1,26	0,30	3,25	1,70	0,85	2,66	2,67	x
pert	x	21,8	12,3	x	x	x	x	32,0	17,9	x
clt	-	x	-	0,30	-	-	x	0,59	x	-
mus	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
car	-	x	-	-	x	-	-	x	-	-
mb	-	0,60	0,63	-	-	-	0,28	2,66	x	-

Tabela 4f: Cont. Composição modal para rocha representativas do suíte Muxuré Novo.

	BM	BM	BM	BM	BM	BM	BM	BM	BM	BM	BM
	27	16	208	338	121	141	26	100	25A	124	80a
qz	27,1	24,5	22,5	22,1	21,8	21,1	20,3	18,8	16,9	16,6	16,3
pl	51,0	47,9	57,3	49,4	53,0	58,4	52,1	54,8	67,5	65,8	68,3
kf	7,20	10,0	5,30	16,6	3,20	5,30	10,4	10,8	0,70	5,80	1,70
bi	10,5	14,2	11,4	10,1	17,2	9,60	8,30	9,70	13,4	8,40	10,3
anf	x	x	-	x	-	-	x	x	x	x	-
ti	0,40	0,80	0,30	0,10	1,00	x	0,70	0,60	0,70	0,50	1,40
ap	x	x	x	x	0,50	0,70	x	x	x	x	x
all	x	x	-	x	0,80	-	-	0,30	x	x	x
epi	x	x	x	x	0,50	-	-	x	x	-	0,50
zr	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
mirm	0,80 -	0,50	0,30	1,30	x	-	0,30	x	x	x	
opc	0,40	x	x	x	x	x	2,40	x	x	x	x
clt	x	-	0,10	x	x	-	-	-	-	-	-
musc	1,60	1,70	1,10	0,50	0,20	4,60	1,90	3,40	0,30	1,70	x
carb	0,80	-	1,10	x	-	-	0,90	0,30	-	-	-

	AI	AI	AI	AI	AI	AI	AI	AI	AI
	4	33B	05	06	16A	16B	1A	1B	
qz	35,5	22,0	19,0	15,0	14,4	9,70	9,00	5,00	
pl	36,5	52,0	57,0	55,0	32,0	77,5	56,1	61,0	
kf	10,1	6,00	x	9,00	x	x	10,0	1,80	
bi	4,30	11,0	26,0	16,4	18,3	3,50	15,5	20,6	
anf	2,00	-	-	-	-	-	-	-	
ti	x	0,52	0,30	0,20	x	x	2,00	x	
ap	x	x	x	0,20	x	x	x	x	
epi	-	2,00	-	0,30	x	0,80	x	x	
zr	x	x	x	x	x	x	x	x	
all		0,8	x	x	1,40	x	x		
mir	1,80	2,00	-	2,00	2,30	0,39	1,10	0,30	
pert	x	x	x	0,30	x	-	-	-	
opc	x	x	x	x	0,30	x	x	x	
clt	x	2,00	-	-	-	-	0,20	0,30	
mus	11,6	-	0,60	1,20	0,78	1,00	4,00	8,10	
carb	-	-	-	-	0,21	-	-	1,50	

Ex-solução de ilmenita é um comum. Como mineral secundário ela é um produto de alteração da biotita e/ou do anfibólio. Carbonato (calcita), epidoto, mica branca e minerais-argila são produtos de alteração de plagioclásios, enquanto que sericita e minerais-argila de K-feldspatos e clorita±titanita±quartzo±muscovita são produtos de alteração da biotita.

Suíte Boa Fé

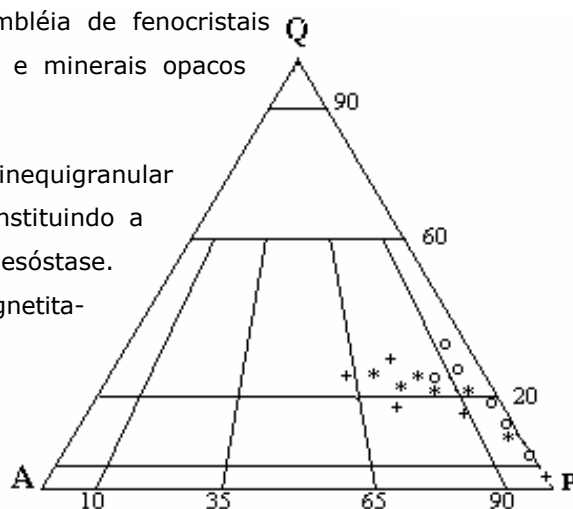
Os granitóides Boa Fé ocorrem principalmente ao longo de uma estreita faixa com largura variando entre 500 e 700 metros, bordejando sinuosamente a leste a suíte Água Doce e a oeste a suíte Serra Branca. Eles se estendem desde as imediações da fazenda Serra Branca até o leito do rio Quixeramobim, nas imediações da cidade homônima. É uma faixa contínua onde os afloramentos constituem morrotes de 10 a 20 metros de altura. Ocorrem ainda em faixas menores entremeadas na suíte água Doce. Esta suíte inclui quartzo-dioritos (enclaves) granodioritos e monzogranitos, sugerindo sobre o diagrama QAP de Lameyre & Bowden (1982), um "trend" cálcio-alcálico granodiorítico de médio potássio. São rochas de cor cinza claro a cinza-claro, porfiríticas, com matriz de granulação média a fina e índice de cor variando de 9 a 20%.

Os fenocristais são predominantemente tabulares e equidimensionais, variando entre 2,0 cm a 2,5 cm de comprimento; dispõem-se orientados, constituindo os principais marcadores da foliação; são na maioria K-feldspatos e constituem um volume aproximadamente constante de cerca de 20% do volume total. Distribuem-se homogêaneamente e juntamente com o plagioclásio e

ocasionalmente os anfibólios constituem a assembléia de fenocristais (megacristais), acompanhados de apatita, zircão e minerais opacos (micro-fenocristais).

Ao microscópio, exibem matriz com textura inequigranular hipidiomórfica com os plagioclásios e biotitas constituindo a trama principal e o quartzo e microclina, a mesóstase. Titanita, apatita, zircão, allanita, epidoto e magnetita-ilmenita são os minerais acessórios.

Figura 4.37: Diagrama QAP exibindo a variação composicional de rochas da suíte Boa Fé (Asteriscos). Rochas das suítes Muxuré Velho (Círculos) e Muxuré Novo (Cruzes) são plotadas para comparação.



Estes minerais exibem comportamento similar aos que compõem as rochas do suíte Muxuré Novo anteriormente descritos, fazendo ressalva a alguns cristais de titanita que apresentam um halo avermelhado, sugerindo mudanças composicionais durante sua cristalização.

Ordem de cristalização

A seqüência de cristalização começa com apatita que ocorre com formas hexagonais, em bastões, conforme a secção analisada, e está sempre incluída nos demais, zircão, titanita e allanita; anfibólio e plagioclásio cristalizam em seguida, e logo após, concomitantemente, os fenocristais de microclina e biotita. Microclina (2), biotita (2) e quartzo, este último sempre intersticial, compõem o estágio final da cristalização.

Suíte Serra Branca

As rochas que compõem esta suíte, caracterizam-se pela presença universal de megacristais de



Figura 4.38: Rochas da Suíte Serra Branca exibindo megacristais de K-feldspatos de tamanho superior a 10 cm, alguns deles incluídos em enclaves microgranulares. Observar a deformação no estado sólido superposta à foliação magmática (468028/9421200).

K-feldspato que podem atingir 20cm de comprimento ao longo de seu eixo C. Os granitóides Serra Branca ocorrem nas porções marginais leste e oeste do batólito, formando grandes "sheets" com espessuras que atingem a 3km e 20km de comprimento. Ocorrem também na forma de diques, de espessuras e comprimentos variáveis, ao longo do eixo central, intrudidos em rochas da suíte Muxuré Novo e Água Doce.

São rochas de cor cinza claro, com índice de cor entre 7 e 22, porfiríticas, com matriz de granulação média, com foliação materializada pelo alinhamento de megacristais, e enclaves microgranulares. Quando deformadas no estado sólido, biotitas e quartzo estirado (ribbon quartz) acentuam a foliação, que normalmente tem direção N40°E e mergulhos acentuados.

Os litotipos da suíte Serra Branca são predominantemente monzograníticos a biotita e anfibólio, com quartzo-monzodioritos e sienogranitos

Os monzogranitos exibem-se com estrutura porfírica, com megacristais (fenocristais) de K-feldspatos e plagioclásio, imersos em matriz de granulação média (0,6 cm), de composição tonalítica. São constituídos principalmente por plagioclásio, K-feldspato, anfibólio, biotita e quartzo. Titanita, allanita, magnetita, ilmenita, pirita, zircão, apatita e epidoto são os acessórios.

Da assembléia de fenocristais fazem parte microclina, oligoclásio, hastingsita, apatita, zircão, e magnetita. Microclina é o único mineral que ocorre como megacristal.

Os outros ocorrem incluídos na microclina, que mostra uma distribuição homogênea e serial com tamanhos que variam de 6 a 20 centímetros, com dominância dos cristais com 8cm. Em rochas não deformadas, as microclinas se mostram essencialmente euédricas, e geminadas conforme as leis Albita-Periclina, Carlsbad e Baveno, exibem inclusões orientadas ou não de plagioclásio, anfibólio, zircão, titanita, biotita e quartzo. Muitos megacristais evidenciam fraturas sin-magmáticas, ou seja, suas fraturas não continuam na matriz, caracterizando uma quebra quando o magma não estava totalmente cristalizado. Estruturas de ex-solução, com filetes de plagioclásio constituindo, em média 20% do cristal, são freqüentes. Entelhamentos de megacristais, evidenciando um fluxo em estágio magmático, também são comuns.

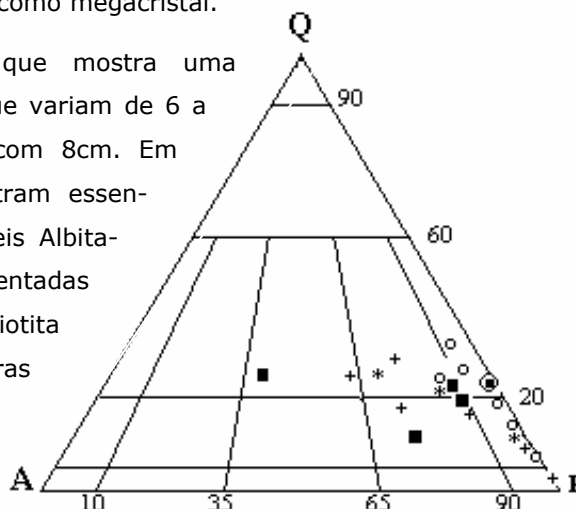


Figura 4.40: Diagrama QAP exibindo a variação composicional de rochas da suíte Serra Branca (Quadrados). Tonalito circulado corresponde a matriz. Rochas das suítes M. Velho (círculo), M.Novo (cruzes) e Boa Fé (asteriscos) são plotadas para comparação.

Os plagioclásios inclusos nos K-feldspatos aparecem geminados conforme a lei da albita, são subeuédricos e podem mostrar figura de corrosão. Ocasionalmente se mostram saussuritizados, resultando em aglomerados de epidoto e calcita. Seu teor de An não pôde ser determinado.

As hastingsitas são subeuédricas, geminadas e distribuídas aleatoriamente no K-feldspato. Quando na matriz, estão geralmente transformadas parcialmente para biotita, epidoto e quartzo.

A matriz se mostra com granulação média, cinza claro e composição tonalítica. Esta mostra-se composta por plagioclásio, biotita marrom e biotita marrom avermelhado, quartzo e microclina.

Quartzo é geralmente intersticial, ocorrendo alguns grãos com formas lenticulares com extinção ondulante e bandas de deformação. Conforme o tipo e grau de deformação, mostra-se em subgrãos, textura poligonal ou fraturas.

A titanita ocorre em cristais subeuédricos (primários) ou anédricos (secundários), em freqüente associação com o anfibólio. Exibe inclusão de plagioclásio e zircão.

Os minerais de grupo do epidoto ocorrem com formas losangulares ou irregulares. A pistacita subeuédrica, geralmente mantém cristais idiomórficos de allanita. Clinozoizita é rara e ocorre em cristais granulares arredondados. Apatita e zircão são euédricos e seus cristais aciculares e prismáticos, respectivamente, geralmente estão inclusos nos essenciais.

Tabela 4.g: Composição modal para as rochas do suíte Serra Branca. (*)= amostras com análise química; (x)= minerais traços, (-)= mineral não observado.

	BM	BM	BM	BM
	247	292	290	320
qz	18,2	22,4	11,5	22,9
pl	52,4	52,3	52,6	56,4
kf	5,8	5,4	24,1	0,2
bi	14,2	13,3	4,9	13,4
hbl	3,8	0,7	-	0,5
tit	1,4	1,2	0,4	1,0
apt	0,6	0,3	-	0,2
all	0,4	x	0,4	-
epi	2,0	0,8	0,4	x
zr	x	0,1	-	x
cl	-	0,1	x	1,2
ser	0,2	0,7	1,0	1,2
mirm	0,6	0,5	1,0	-
clzt	-	0,1	-	
pert	-	1,5	3,8	x

Ordem de cristalização

Minerais acessórios tais como apatita, zircão, titanita e allanita abrem a sequência de cristalização. Anfibólio e plagioclásio sucedem a estes minerais, seguidos pela microclina. A precipitação destes minerais promoveu um enriquecimento no líquido residual de SiO₂, K₂O e H₂O, favorecendo a cristalização de biotita, seguida pelo plagioclásio (2), microclina (2) e quartzo.

Suíte Água Doce

Esta suíte ocorre, essencialmente, na porção central do batólito (Fazenda Água Doce e adjacências), e está inserida na suíte Muxuré Novo, mostrando com esta, contatos gradacionais.



Figura 4.41: Tonalitos inequigranulares da Suíte Água Doce, aphyric, não deformados (473278/9421592).

Seus litotipos constituintes variam de leuco a mesocráticos com Índice de Cor variando de 20 a 45. São de cor cinza azulado, granulares e exibem "clots" biotíticos distribuídos homogêneamente em espaços intersticiais deixados pela fábrica feldspática. Estruturas fluidal e porfirítica são raras, estas últimas sendo encontradas nas proximidades do contato com o Muxuré Novo. A estrutura fluidal está materializada por uma foliação planar primária (magnética), desenvolvida pelo alinhamento subparalelo de biotita. Os megacristais quando ocorrem, são pouco frequentes (5-10%), geralmente euedrais ou subedrais, com distribuição irregular e podem atingir até 3 cm ao longo de seu eixo C. Estes são frequentemente K-feldspatos e muito raramente

anfíbólios, que ocorrem mergulhados em uma matriz de granulação média (0,5cm, tamanho máximo), composicional e mineralogicamente similar à matriz dos litotipos do suíte Muxuré Novo. Ao microscópio, as rochas desta suíte apresentam textura inequigranular hipidiomórfica, eventualmente porfirítica, de granulação média a fina, apresentando localmente sinais de deformação. Plagioclásio, biotita, quartzo e microclina são os minerais essenciais. Os acessórios são apatita, allanita, zircão e minerais óxidos de ferro. Epidoto e mica branca e ainda clorita e carbonatos são os minerais de alteração dos primários.

A variação sistemática nos percentuais dos minerais essenciais revela uma associação quartzo-diorito (predominantes), tonalito, granodiorito e eventualmente quartzo-monzodiorito. Estes constituem uma suíte tonalítica de baixo potássio, conforme definição de Lameyre & Bowden, 1982 (Figura 4.42).

Nos quartzo-dioritos a andesina é o mineral mais abundante (média 55%) e define a trama principal da rocha na qual estão inseridos os demais minerais. Eles são tabulares, subeudrais, com geminações polissintéticas típicas. São geralmente zonados e às vezes formam aglomerados, e ocasionalmente estão intercrescidos com quartzo para formar mirmequitas. Inclusões de quartzo e microclina subeudrais

sugerem um processo complicado de cristalização, visto que, estes minerais são, de modo geral, intersticiais. São encontradas ainda inclusões, mas não necessariamente nos mesmos cristais, de apatita, zircão e hastingsita subeudral. Alterações para mica branca, calcita e epidoto são comuns.

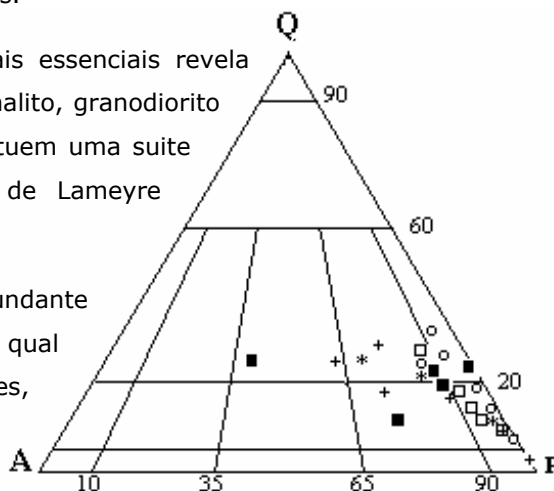


Figura 4.42: Diagrama QAP exibindo a variação composicional modal da suíte Água Doce (Quadrados abertos). As suítes M. Velho, M. Novo, Serra Branca e Boa Fé foram plotadas para comparação.

Tabela 4.h: Composição modal de rochas representativas da suíte Água Doce.

	BM	BM	BM	BM	BM	BM	BM	BM
	64	108	24	133	91	344	281	46A
qz	13,7	28,3	14,7	21,9	10,8	15,0	26,0	24,3
pl	65,4	43,4	50,6	56,8	63,6	59,5	53,5	48,0
kf	-	6,4	4,6	5,9	3,6	6,4	4,7	4,8
bi	17,1	13,3	21,8	10,4	14,8	10,6	9,4	17,5
hbl	-	-	-	-	-	0,5	-	-
ti	0,3	0,6	x	1,1	1,6	0,4	0,5	0,6
ap	x	0,2	0,2	x	1,1	x	0,5	0,9
all		x	-	-	0,1	x	x	x
epi	2,9	-	3,6	x	3,6	0,2	0,5	0,5
zr	x	x	x	x	x	x	x	x
clt	x	-	-	-	-	0,6	-	-
musc		x	5,5	0,4	1,1	-	1,9	-
carb	0,3	1,3	-	0,1	-	2,5	0,5	0,5
mirm	x	0,6	2,9	2,1	-	2,7	1,7	2,2

A biotita é o segundo mineral em abundância (cerca de 15%), e ocorre em lamelas orientadas, intersticiais ao plagioclásio, conferindo à rocha uma foliação incipiente. São biotitas marrons que eventualmente alteram para clorita + muscovita + titanita + opacos e mostram íntima associação

com epidoto subeudral. Esta associação sugere uma natureza sub-solidus para alguns cristais de epidoto.

O quartzo, com cerca de 15%, aparece predominantemente anedral, com grãos intersticiais compondo a matriz. Em zonas deformadas, o quartzo se mostra com contatos suturados, extinção ondulante forte e algumas vezes, quando recristalizados, formam conjuntos fitados, orientados segundo a direção da foliação N40E.

A microclina (cerca de 4%) aparece em cristais anedrais, intersticiais com formas amoldadas contra os vizinhos precoces. Inclusões de biotita e apatita são comuns. Alterações para mica branca são observadas. Ocasionalmente estão pertitizadas.

A titanita é o mineral acessório mais abundante. Ocorre em cristais eudrais, ocasionalmente geminados. Seus contatos com o plagioclásio indicam uma relação de equilíbrio, sugerindo uma precipitação precoce da titanita. Por outro lado, cristais anedrais ocorrem por desestabilização da biotita. Estes cristais estão intimamente associados com cloritas.

As allanitas são eudrais, prismáticas e geralmente manteadas por epidoto, que também ocorrem por alteração do plagioclásio, e/ou decorrente da transformação do anfibólio. Os acessórios apatita, zircão e minerais óxidos de ferro, são também eudrais e constituíram uma fase do liquidus.

Ordem de cristalização

Os minerais acessórios tais como apatita, zircão e minerais óxido de ferro abrem a sequência de cristalização. O plagioclásio segue a eles. A presença ocasional de anfibólio como inclusão em plagioclásio sugere ser este a primeira fase máfica a precipitar. Ainda a presença de inclusões de K-feldspato e quartzo em alguns cristais de plagioclásio, sugere que existem pelo menos dois tipos de plagioclásios, provavelmente precipitados a partir de sistemas diferentes, ou seja, que estamos diante de tipos rochosos que são o resultado da mistura mais ou menos homogênea de magmas, o que é corroborado pela presença marcante de enclaves microgranulares e pelo fato de fases tais como K-feldspato e quartzo cristalizarem precocemente com relação a plagioclásio. A íntima associação da biotita com o epidoto, sugere que ambos sejam o produto da desestabilização do anfibólio, feição esta bastante comum nos litotipos de outras suítes, como visto anteriormente. Microclinas e quartzo intersticiais revelam sua cristalização tardia.

Suíte Uruquê

Esta suíte ocorre principalmente na região que abrange os distritos de Uruquê e Juatama, entretanto, na forma de diques e "sheets" são encontrados em todas as outras suítes, excluindo, é claro, a suíte Muxuré Velho. Na região de Uruquê seus contatos com a suíte Muxuré Novo variam de bruscos a gradacionais, gerando nestas porções, o suíte Uruquê-Transicional Muxuré Novo, sugerindo que quando de sua intrusão, algumas porções do Muxuré Novo ainda não estavam totalmente cristalizadas.

As rochas que compõem esta suíte são de cor cinza-claro, granulação média a fina (0,2cm, tamanho médio) e estrutura geralmente afírica. Nas zonas de transição para o Muxuré Novo, mostra-se com fenocristais dispersos. São predominantemente de estrutura maciça e



Figura 4.43: Fotografia exibindo relações de contato entre rochas da Suíte Muxuré Novo (porção inferior com rochas da Suíte equigranulares, finas, com foliação de fluxo. Local: 300m a oeste da Estação ferroviária do distrito de Uruque (479763/9430252).

inequigranulares, entretanto, são encontradas rochas com foliação magmática e/ou tectônica, sendo esta última encontrada ao longo das bandas de cisalhamento e nas proximidades coma suíte Muxuré Novo. Quando em diques, estas rochas cortam todas as outras associações litológicas.

Microscopicamente, são identificados oligoclásio, microclina, biotita e quartzo como minerais essenciais. Apatita, zircão, titanita e minerais óxido de ferro são os acessórios. Clorita, muscovita, epidoto carbonato (calcita), e minerais-argila são os minerais de alteração.

No diagrama QAP de Streckeisen (1976), compõem uma suite granodiorítica de médio potássio (Lameyre & Bowden, 1982), com granodioritos predominantes (Figura 4.43).

O plagioclásio (oligoclásio) é o mineral mais abundante e ocorre como minerais subeudrais, tabulares, constituindo a trama principal da rocha; na condição de fenocristais, são geminados, ocasionalmente zonados e podem conter inclusões de apatita, zircão e titanita. Alteram para epidoto, mica branca e carbonato (calcita).

O quartzo está presente em cristais anedrais, na maioria das vezes, com extinção ondulante. Recristalização em sub-grãos e estiramento são comuns em zonas deformadas.

A biotita ocorre em percentuais que variam de 5 a 15%, conferindo um índice de cor holo a leucocrático às rochas desta suíte. Os tonalitos que compõem esta suíte, apesar de hololeucocráticos, não apresentam características químicas de throndjemitos. Estas biotitas, em geral, mostram-se alteradas para muscovita+biotita verde ou clorita+minerais óxidos de ferro, que se posicionam ao longo de planos de clivagem das muscovitas. Contém inclusões de apatita, zircão metamictico e ocasionalmente allanita.

A microclina é quase sempre anedral e pertitzada. Alterações para mica branca e mineral argila são frequentes. Ocupa espaço intersticial, revelando sua cristalização tardia.

Sub-Suíte Uruquê-Transicional Muxuré Novo

Sob esta denominação estão incluídas todas as rochas que ocorrem ao longo dos contatos gradacionais entre as suítes Uruquê e Muxuré Novo. São rochas de coloração cinza-clara, textura porfirítica, na qual os fenocristais de microclina e plagioclásio (PI >Kf) estão mergulhados numa matriz de granulação fina composta por plagioclásio, biotita, microclina e quartzo.

As rochas que compõem esta sub-suíte são essencialmente granodioritos e, localmente, monzogranitos. Elas são, muito provavelmente, o produto da interação entre os dois magmas das suítes supracitadas, ou seja, que os magmas Uruquê, em parte, quando intrudiram no Muxuré Novo, este ainda parcialmente líquido, permitiram a interação entre ambos. Esta hipótese

está respaldada pelo fato de que estas rochas só ocorrem ao longo de parte dos contatos entre eles.

De modo geral, diferem das rochas do Muxuré por se apresentarem com matriz que se mostra com granulação bem mais fina (0,1cm, tamanho médio).

Tabela 4.i: Composição modal de rochas representativas da Suíte Uruquê.

	FD	FD	FD	FD	FD	FD	FD	FD	FD	FD	FD
	52	10A	19	50	20	8a	9a	28	34a	52b	49
qz	33,2	33,0	32,2	27,1	26,4	25,4	24,7	22,7	22,7	21,2	21,1
pl	39,2	38,1	37,3	44,0	40,8	50,8	45,7	46,0	45,1	42,3	29,2
kf	18,1	7,20	11,3	3,20	9,80	x	13,0	7,10	6,50	5,60	12,7
bi	2,40	10,6	13,5	20,7	5,30	16,3	5,60	10,2	10,1	15,5	8,60
per	5,60	1,60	-	-	5,60	-	2,70	6,20	14,2	12,7	17,0
mir	1,10	6,4	4,10	x	2,10	-	2,70	0,60	0,50	0,80	9,10
ti	x	x	0,60	0,70	x	1,80	x	1,10	0,20	0,50	0,30
ap	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
all	0,30	-	-	-	x	0,20	-	-	0,20	0,80	-
zr	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
opc	x	x	1,20	x	x	x	x	0,30	x	x	x
clt	-	-	-	-	0,30	-	0,40	-	-	-	0,20
musc	-	2,1	-	-	4,00	2,30	-	3,70	-	-	-
epi	-	-	-	-	x	0,50	0,20	-	-	-	-
carb	-	-	0,20	0,80	0,50	-	-	0,50	-	-	-

	BM	BM	BM	BM	FD	FD	BM	BM	BM
	124	308a	279	31	50b	49	259	99b	176
qz	32,3	31,3	28,9	27,3	20,6	19,3	18,4	17,7	14,4
pl	54,1	40,1	45,1	51,5	48,3	37,5	62,7	63,6	62,5
kf	0,90	6,40	8,70	11,3	3,80	11,1	4,40	9,50	10,9
bi	11,1	12,1	5,50	8,40	10,3	8,00	3,20	7,20	9,60
ti	0,20	x	0,10	x	0,30	x	x	x	x
ap	x	x	x	x	x	x	x	x	x
zr	x	x	x	x	x	x	x	x	x
epi	-	0,60	-	x	x	x	0,60	0,50	-
all	-	x	-	-	0,50	0,60	x	x	-
mirm	0,20	2,30	x	0,60	0,50	4,70	0,40	1,10	x
pert	x	x	0,10	x	15,6	14,9	1,30	x	x
opc	x	0,20	x	x	x	0,90	x	x	x
clt	x	x	x	x	x	x	x	x	x
musc	0,40	5,20	x	0,30	x	x	6,40	x	0,60
carb	x	0,40	1,80	x	-	-	-	-	-

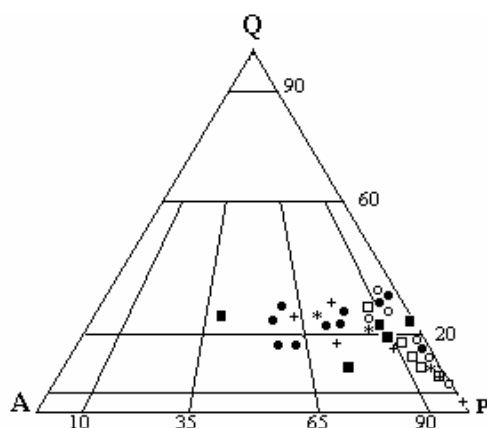


Figura 4.44: Diagrama QAP exibindo a variação composicional modal do suíte Uruquê (Círculos fechados). Amostras das suítes M. Velho, M. Novo, Serra Branca, Boa Fé e Água Doce foram plotadas para comparação.

Mobilizados Tardíos

Sob esta denominação estão incluídas todas as rochas micro-graníticas, pegmatíticas e aplíticas que ocorrem, principalmente, em diques de espessuras que variam de centimétrica a métrica e comprimentos diversos. Situam-se principalmente nas imediações dos contatos, entretanto, podem ser encontrados nas porções centrais, cortando todas as suítes.

Elas caracterizam-se essencialmente pela presença de cristais de muscovita primária, o que as difere daquelas rochas da suíte Uruquê, que mostram muscovitas, mas oriundas da transformação de biotitas.

Aspectos Geoquímicos

As análises químicas aqui apresentadas foram realizadas nos laboratórios da Geosol S.A., em Belo Horizonte. Levando em conta a representatividade dos Suite, foram selecionadas 53 amostras para determinação de elementos maiores (SiO_2 ; TiO_2 ; Al_2O_3 ; Fe_2O_3 ; FeO ; MnO ; MgO ; CaO ; Na_2O ; K_2O ; P_2O_5), elementos traços (Rb; Sr; Ba; Zr; Y; v; Ni; Cr; Ta, Nb, Mo, Sn, Th, U e Li), elementos terras raras (Lu; Ce; Nd; Sm; Eu; Gd; Dy Ho; Er; Yb e Lu) e ainda os teores de H_2O^+ e H_2O^- , Cl, F, S e CO_2 . Para a determinação de ETR foram selecionadas apenas 34 amostras.

Suite Muxuré Velho

Esta Suite está constituída essencialmente por rochas intermediárias (50,5% a 64% de SiO_2). São metaluminosas com teores de Al_2O_3 variando de 13,5% a 16,9%. Os teores de MgO variam entre 8 e 1,6% e os de FeO^* de 8,34% a 4,86%, implicando em números Mg\# [$100 \times \text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO} + 0,9\text{Fe}_2\text{O}_3)$] decrescendo de 71,5 a 28 conforme cresce os valores de SiO_2 . São ricas em CaO com teores que variam de 10,7 a 3,7%. As mais básicas e conseqüentemente com os mais altos teores de CaO , ocorrem incluídas na Suite Uruquê.

São em geral ricos em álcalis quando comparados aos análogos com teores iguais de SiO_2 . Os teores de Na_2O são superiores aos de K_2O com este último sendo relativamente alto indo de 1,1% a 4,0%. Chamam atenção os seus altos teores de TiO_2 .

O teor relativamente alto de Rb deve-se à grande quantidade de biotita presente nas amostras, acrescido talvez de algum xenocristal de K-feldspato. Os teores de Nb (< 20 ppm), Ta (<15 ppm), U e Th (<15 ppm), Sn e Mo (< 5 ppm), ocorrem sempre em teores abaixo dos valores mínimos de detecção. Os teores de Zr são os mais altos encontrados no Complexo, com valores variando entre 210 e 640 ppm.

Os teores totais de ETR crescem com o teor de sílica até 60%, e daí decrescem; A Suite Muxuré Velho mostra enriquecimento de 37 a 122 vezes com relação aos ETR totais dos condritos (Figura 4.45). As razões Ce/Yb (33 a 170) evidenciam um forte fracionamento de elementos terras raras leves (ETRL) com relação aos elementos terras raras pesados (ETRP). As razões Ce/Sm variam de 8 a 12 enquanto as de Dy/Yb permanecem quase constantes. Anomalias negativas de Eu, quando existentes, são muito fracas (Figura 4.45b).

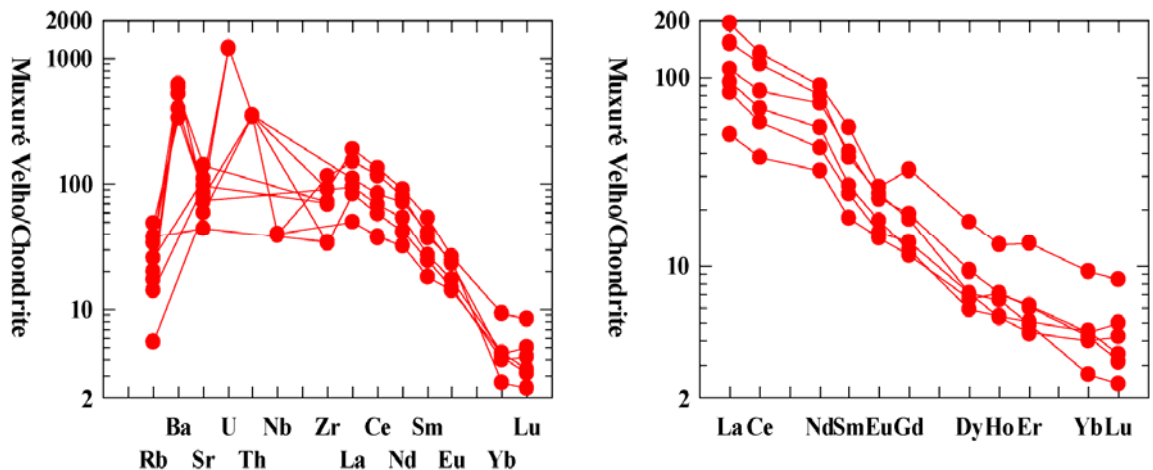


Figura 4.45: (A) Diagrama multielementos condrito-normalizados e (B) diagrama Elementos terras raras condrito-normalizados para rochas representativas da Suite Muxuré Velho.

Suite Muxuré Novo

São rochas ácidas (quatro amostras exibem teores abaixo de 65%), com teores de SiO₂ entre 62,6 e 72,8%, metaluminosos com variações peraluminosas, com corindon normativo chegando a 2,07%. São relativamente pobres em MgO (2,5-0,33%) e FeO* (4,14-1,59). Números Mg# variam entre 14,95 a 56,79 com dominância daqueles superiores a 40. São sódicas, ricas em álcalis (7,10- 9,80) com razões Na₂O/K₂O variando entre 0,54 e 1,7.

Baixos teores de Rb propiciam razões K₂O/Rb superiores a 400. Teores também bastante altos são os de Sr e Ba, particularmente este último. Th, Ta, Nb, Sn, Mo e U estão sempre em teores abaixo do método de detecção do método utilizado.

A Suite Muxuré Novo mostra enriquecimento de 36 a 124 vezes com relação aos ETR totais dos condritos. As razões Ce/Yb (58 a 193) evidenciam um forte fracionamento de elementos terras raras leves com relação aos elementos terras raras pesados. As razões La/Sm variam de 6,2 a 12,2 enquanto as de Dy/Yb permanecem quase constantes. Anomalias tanto positivas como negativas de Eu, são observadas.

Tabela 4.j: Análises químicas em rocha total representativas do suíte Muxuré Velho. Elementos maiores e normas CIPW correspondentes.

	FD8B	SC105E	QC101B	TL8D	P275	FD25E	1630	1612B	EF23
SiO ₂	50,50	51,70	56,20	57,80	58,20	59,00	60,50	61,10	64,00
TiO ₂	1,10	0,91	0,63	0,97	1,0	1,50	1,30	1,20	0,68
Al ₂ O ₃	13,50	14,90	14,70	16,50	16,90	15,80	15,60	15,10	16,30
Fe ₂ O ₃	2,00	3,00	0,85	1,10	1,20	2,20	2,70	0,70	2,40
FeO	6,80	5,64	4,90	5,10	4,80	4,80	2,85	4,23	2,85
MnO	0,09	0,14	0,09	0,09	0,07	0,07	0,08	0,07	0,07
MgO	12,10	8,00	7,30	3,70	2,60	1,50	1,30	2,30	1,60
CaO	7,50	10,70	6,10	5,40	5,20	4,90	4,50	4,40	3,70
Na ₂ O	2,00	2,20	3,10	4,10	4,80	4,80	4,80	4,70	4,40
K ₂ O	2,00	1,10	1,40	2,90	2,70	2,80	3,30	4,00	2,90
P ₂ O ₅	0,33	0,32	0,37	0,70	0,77	0,57	0,85	0,68	0,31
H ₂ O+	0,86	0,50	0,46	0,46	0,73	0,89	-	0,37	-
H ₂ O-	0,08	0,05	0,05	0,05	0,012	0,04	-	0,05	-

continua...

...continuação

	FD8B	SC105E	QC101B	TL8D	P275	FD25E	1630	1612B	EF23
NiO	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	-	<0,01	-
Cr2O3	0,03	0,05	0,02	0,02	<0,01	<0,01	-	<0,01	-
Qz	-	2,75	-	5,84	5,03	8,61	11,49	6,96	16,87
C									
Or	11,82	6,50	26,00	17,14	15,96	16,55	19,50	23,64	17,14
Ab	16,92	18,62	26,23	33,85	40,62	40,62	40,62	39,77	37,23
An	21,95	27,53	13,20	18,00	16,59	13,30	11,27	8,29	16,16
Wo									
Di-Di	8,33	14,66	8,96	2,03	2,03	3,05	3,46	4,33	0,90
Di-Hd	2,21	4,26	3,19	1,35	1,73	3,31	0,94	3,51	0,50
Hy-En	17,20	13,13	9,19	8,28	5,54	2,32	1,63	3,72	3,94
Hy-Fs	5,24	4,37	3,75	6,31	5,42	2,89	0,51	3,47	2,23
Ol-Fo	6,36	-	3,39						
Ol-Fa	2,14	-	1,53						
Mt	2,90	4,35	1,23	1,59	1,74	3,19	3,91	1,01	3,48
Il	2,09	1,73	1,20	1,84	1,90	2,85	2,47	2,28	1,29
Ap	0,78	0,76	0,86	1,66	1,02	1,35	2,01	1,61	0,73
FeO*	8,60	8,34	5,67	6,09	5,88	6,78	5,28	4,86	5,01
F/F+M	0,418	0,515	0,441	0,626	0,696	0,820	0,805	0,682	0,760
Rb/Sr	0,250	0,027	0,136	0,073	0,036	0,042	0,121	0,067	0,165
K/Rb	128	481	304	349	374	474	288	373	142
K/Ba	-	-	17,1	11,9	12,5	-	20,1	-	21,1
den	2,64	2,62	2,52	2,49	2,48	2,47	2,43	2,45	2,42

Tabela 4.k: Análises químicas em rocha total de amostras representativas do suíte Muxuré Velho. Elementos traços.

	FD8B	SC105E	TL8D	P275	FD25E	1630	1612B	EF23	QC101B
Rb	130	19	69	60	49	120	89	170	120
Sr	520	700	950	1690	1160	990	1330	1030	880
Ba			2020	1791	1630	1360	2020	1140	2140
BaO	0,049	0,08							
Th		<15				<15	<15	<15	
Ta		<15				<15	<15	<15	
Nb		<20				<20	<20	<20	
V			136						110
Sn			<5						<5
Mo			<5						<5
Y			52						16
Zr	190	210	440	400	390	500	640	186	180
U		<15				<15	<15	<15	
La		18,28	40,65			70,70	56,60	30,70	34,76
Ce		36,35	80,54			128,50	112,50	55,50	65,40
Nd		22,83	52,07			64,20	56,97	29,90	38,74
Sm		4,17	9,38			12,50	8,76	5,60	6,18
Eu		1,23	2,00			2,30	2,10	1,30	1,52
Gd		3,44	5,79			9,90	5,42	4,10	3,68
Dy		2,56	3,62			6,50	2,72	2,70	2,23
Ho		0,61	0,61			1,10	0,56	0,45	0,46
Er		1,53	1,51			3,30	1,21	1,10	1,26
Yb		1,10	1,05			2,30	0,66	1,00	1,12
Lu		0,19	0,12			0,32	0,09	0,16	0,13
CO ₂	0,40	0,55	0,60	0,40	0,50	0,65	0,65	-	0,43
Cl	58	280	140	-	180	-	440	-	66
F	0,25	0,05	0,14	0,10	0,136	-	0,20	-	0,19
S	0,013	0,03	0,017	0,02	0,018	-	0,04	-	0,01
Li			27			43		54	36

Tabela 4.1: Análises químicas em rocha total de amostras representativas da suíte Muxuré Novo. Elementos maiores e normas CIPW.

	P145	P144	P165	TL8C	FD16	235	MB289	P250	1332A
SiO ₂	62,60	63,70	63,80	63,90	65,10	65,90	66,30	66,70	66,70
TiO ₂	0,93	0,63	0,84	0,59	0,48	0,68	0,35	0,59	0,54
Al ₂ O ₃	17,70	17,50	16,30	16,50	16,10	17,20	17,00	16,10	14,70
Fe ₂ O ₃	0,93	0,52	0,78	0,10	0,85	1,10	,011	0,72	0,83
FeO	3,30	2,50	2,90	3,30	2,20	2,30	2,60	2,50	1,60
MnO	0,05	0,04	0,05	0,03	0,05	0,03	0,04	0,04	0,03
MgO	1,50	0,93	1,10	2,50	1,30	1,10	1,80	0,81	2,00
CaO	3,60	3,20	3,00	3,50	3,20	3,60	3,10	2,60	2,80
Na ₂ O	4,20	5,50	4,60	5,00	5,00	4,10	3,60	4,90	3,30
K ₂ O	3,30	3,90	4,60	2,90	4,20	2,50	3,50	3,30	4,90
P ₂ O ₅	0,44	0,27	0,39	0,32	0,25	0,31	0,24	0,25	0,39
H ₂ O ⁺	0,36	0,38	0,47	0,35	0,55	0,30	0,46	0,65	0,30
H ₂ O ⁻	0,04	0,09	0,11	0,06	0,06	0,11	0,07	0,10	0,04
NiO	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Cr ₂ O ₃	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Qz	14,86	8,27	11,26	11,25	11,66	12,77	11,23	17,91	19,56
C	1,55					1,77	2,07		
Or	19,50	23,05	27,18	17,14	24,82	14,77	20,68	19,50	28,96
Ab	35,34	46,54	38,93	42,31	42,31	34,69	30,46	41,46	27,92
An	15,48	11,55	10,24	14,01	9,08	16,33	14,23	11,67	10,83
Wo									
Di-Di	-	1,20	1,05	0,85	2,71	-	-	-	0,54
Di-Hd	-	1,44	1,13	0,60	1,92	-	-	-	0,27
Hy-En	3,74	1,76	2,25	5,83	1,98	2,74	4,48	2,02	4,73
Ol-Fo									
Ol-Fa									
Mt	1,35	0,75	1,13	0,14	1,23	1,59	1,16	1,04	1,20
Il	1,77	1,20	1,60	1,12	0,91	1,29	0,66	1,12	1,03
Ap	1,04	1,64	0,92	0,76	0,57	0,73	0,59	0,59	0,92
FeO*	4,14	2,97	3,60	3,39	2,97	3,29	2,70	3,15	3,15
F/F+M	0,736	0,764	0,769	0,578	0,699	0,751	0,603	0,797	0,614
Rb/Sr	0,051	0,045	0,110	0,076	0,063	0,031	0,102	0,045	0,078
K/Rb	360	443	318	430	349	340	264	403	447
K/Ba	-	11,30	-	9,60	-	8,60	14,0	13,9	-
den	2,43	2,39	2,40	2,42	2,39	2,40	2,40	2,38	2,39

Tabela 4.1 - Cont.: (suíte Muxuré Novo).

	EF168	P46	P16A	MB61	P360	1321	1632B	FD219	MB93
SiO ₂	67,40	67,60	67,70	67,90	68,40	70,10	70,30	71,50	72,80
TiO ₂	0,80	0,49	0,52	0,46	0,51	0,51	0,57	0,26	0,17
Al ₂ O ₃	13,90	15,20	15,60	15,20	14,90	12,90	13,50	13,80	14,10
Fe ₂ O ₃	1,50	0,23	0,64	0,31	0,98	0,52	2,50	0,47	0,10
FeO	1,60	2,40	2,30	2,60	2,00	2,68	1,40	1,20	1,50
MnO	0,05	0,03	0,04	0,04	0,05	0,03	0,06	0,02	0,02
MgO	1,10	1,80	0,85	1,30	0,94	1,10	0,36	0,32	0,36
CaO	3,40	3,10	2,80	2,90	2,30	1,90	1,90	1,60	1,70
Na ₂ O	4,40	4,70	4,60	4,10	3,80	3,10	4,10	3,90	3,90
K ₂ O	4,30	2,90	3,30	3,30	4,90	5,70	4,60	5,90	4,20
P ₂ O ₅	0,60	0,27	0,26	0,28	0,26	0,25	0,07	0,09	0,11

continua...

...continuação

	EF168	P46	P16A	MB61	P360	1321	1632B	FD219	MB93
H ₂ O ⁺	-	0,41	0,25	0,56	0,23	0,32	-	0,14	0,10
H ₂ O	-	0,07	0,08	0,05	0,11	0,07	-	0,04	0,06
NiO	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Cr ₂ O ₃	0,02	0,02	<0,01	0,02	<0,1	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Qz	19,56	19,33	20,36	22,14	21,01	24,21	25,32	22,86	28,85
C				0,13					0,08
Or	25,41	17,14	19,50	19,50	28,96	33,69	27,18	34,87	24,82
Ab	37,23	39,77	38,93	34,69	32,16	26,23	34,69	33,00	33,00
An	5,48	11,81	12,17	12,96	9,13	4,45	4,85	2,72	3,50
Wo									2,35
Di-Di	5,14	1,06	0,18	-	0,47	1,41	0,68	1,63	-
Di-Hd	0,77	0,72	0,22	-	0,37	1,66	1,93	2,53	-
Hy-En	0,36	3,99	2,03	3,24	2,12	2,09	-	0,04	0,82
Hy-Fs	0,06	3,08	2,80	3,83	1,92	2,82	-	0,08	2,43
Ol-Fo									
Ol-Fa									
Mt	2,17	0,33	0,93	0,45	1,42	0,77	3,06	0,68	0,14
Il	1,52	0,93	0,99	0,87	0,97	0,97	1,08	0,49	0,32
Ap	1,42	0,64	0,62	0,66	0,62	0,59	0,17	0,21	0,26
FeO*	2,95	2,61	2,88	2,88	2,88	3,16	3,65	1,62	1,59
F/F+M	0,732	0,594	0,774	0,692	0,757	0,743	0,912	0,837	0,830
Rb/Sr	0,099	0,084	0,043	0,114	0,103	0,224	0,207	0,147	0,175
K/Rb	361	359	421	304	304	430	318	445	459
K/Ba	17,8	13,3	12,2	13,8	17	47,1	47,1	-	11,2
den	2,39	2,39	2,38	2,38	2,39	2,36	2,35	2,33	2,34

Tabela 4.m: Análises químicas em rocha total - Suite Muxuré Novo. Elementos traços.

	FD145	P144	FD165	TL8C	FD16	P235	MB289	P250	1332A
Rb	76	73	120	56	100	61	110	68	91
Sr	1500	1610	1090	735	1600	1960	1080	1500	1160
Ba	2418	2866	-	2510	2300	2418	2070	1970	2300
BaO(%)			0,29						
Th									<15
Ta									<15
Nb									<20
V				68			60		
Sn				<5			<5		
Mo				<5			<5		
Y				11			<10		
Zr	490	410	380	380	370	400	96	330	480
La				59,74			53,16		54,90
Ce				101,20			86,80		94,53
Nd				41,94			35,63		42,95
Sm				4,89			4,65		6,71
Eu				1,33			0,99		1,67
Gd				2,40			2,57		4,51
Dy				1,31			1,50		2,77
Ho				0,21			0,28		0,55
Er				0,52			0,76		1,28
Yb				0,54			0,75		0,89
Lu				0,065			0,10		0,13
CO ₂	0,40	0,40	0,50	-	0,25	0,25	0,43	0,40	0,65
Cl	100	20	98	64	<20	<20	<20	<20	82
F	0,12	0,06	0,096	-	0,072	0,056	0,076	0,06	0,06
S	0,013	0,012	0,015	-	0,008	0,01	0,012	0,01	0,01
Li							27		

Tabela 4.m - Cont.: (Elementos traços; suíte Muxuré Novo).

	EF168	P46	P16A	MB61	P360	1321	1632B	FD219	MB293
Rb	99	67	65	90	120	110	120	110	76
Sr	1000	765	1520	790	1170	490	580	750	435
Ba	2000	1810	2239	1980	2149	1590	810	-	3120
Th	<15					<15	<15		
Ta	<15					<15	<15		
Nb	<20					<20	<20		
V		74		56					
Sn		<5		<5					
Mo		<5		<5					
Y		<10		<10					
Zr	480	220	330	172	350	450	300	270	-
La	87,60	29,70		32,20		58,46	49,70		24,68
Ce	152,60	50,40		60,95		105,10	92,70		45,88
Nd	57,50	25,64		28,43		43,57	43,60		21,70
Sm	8,30	3,74		3,81		6,35	8,00		2,97
Eu	2,10	1,10		0,95		1,20	1,50		0,92
Gd	5,20	2,15		2,40		3,94	5,90		1,92
Dy	2,50	0,98		1,11		2,36	3,70		0,82
Ho	0,41	0,18		0,19		0,51	0,80		0,12
Er	0,99	0,48		0,43		1,17	2,00		0,42
Yb	0,79	0,37		0,46		0,79	1,60		0,43
Lu	0,11	0,055		0,12		0,12	0,24		0,066
Cl	-	26	41	48	<20	<20	-	42	<20
CO ₂	-	0,60	0,50	0,60	0,25	0,55	-	0,50	0,60
F	-	0,064	0,04	0,078	0,067	0,06	-	0,03	0,03
S	-	0,011	0,011	0,012	0,010	0,024	-	0,02	0,01
Li	25	18		18			39		18

Tabela 4.n: Análises químicas em rocha total de amostras representativas da Suíte Água Doce. Elementos maiores e normas CIPW correspondentes.

	MB354	QC101A	MB258	MB11	FP16	P39A
SiO ₂	60,50	61,40	62,00	62,10	62,10	63,50
TiO ₂	0,75	0,68	0,77	0,71	0,81	0,67
Al ₂ O ₃	16,50	17,20	16,60	17,00	16,80	16,90
Fe ₂ O ₃	0,25	0,78	0,48	0,49	0,22	0,73
FeO	4,00	3,80	3,80	3,70	4,30	3,30
MnO	0,07	0,09	0,07	0,06	0,07	0,06
MgO	3,60	3,40	2,40	2,40	2,30	1,30
CaO	4,50	4,30	3,90	4,40	3,90	3,80
Na ₂ O	5,20	3,60	4,90	4,90	5,30	5,80
K ₂ O	2,70	3,00	3,00	2,50	2,80	2,30
P ₂ O ₅	0,45	0,31	0,45	0,44	0,49	0,35
H ₂ O ⁺	0,41	0,51	0,56	0,39	0,31	0,31
H ₂ O ⁺	0,06	0,06	0,07	0,05	0,05	0,10
NiO	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	,01
Cr ₂ O ₃	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01
Qz	4,55	13,05	9,22	10,16	7,16	10,51
C		0,89				
Or	15,96	17,73	17,73	14,77	16,55	13,59
Ab	44,00	30,46	41,46	41,46	44,85	49,08
An	13,71	19,47	14,40	17,01	13,78	13,29
Wo						

continua...

...continuação

	MB354	QC101A	MB258	MB11	FP16	P39A
Di-Di	3,17	-	1,06	1,10	1,15	1,30
Di-Hd	1,86	-	0,84	0,85	1,14	1,56
Hy-En	7,50	8,47	5,49	5,47	5,20	2,64
Hy-Fs	5,04	5,38	4,99	4,88	5,90	3,63
Ol-Fo						
Ol-Fa						
Mt	0,36	1,13	0,70	0,71	0,32	1,06
Il	1,42	1,29	1,46	1,35	1,54	1,27
Ap	1,07	0,73	1,07	1,04	1,16	0,83
FeO*	4,23	4,50	4,23	4,14	4,50	3,96
F/F+M	0,544	0,575	0,642	0,636	0,665	0,766
Rb/Sr	0,037	0,070	0,061	0,057	0,681	0,056
K/Rb	374	296	336	407	363	248
K/Ba	9,7	14,4	15,7	9,8	12,2	28,8
den	2,46	2,45	2,44	2,44	2,44	2,42

Tabela 4.o: Análises químicas em rocha total de amostras representativas do suíte Água Doce. Elementos traços.

	MB354	QC101A	MB258	MB11	FP16	P93A
Rb	60	84	74	51	64	77
Sr	1620	1200	1210	900	940	1380
Ba	2300	1730	1590	2120	1900	662
V	78	74	50	64	48	
Sn	<5	<5	<5	<5	<5	
Mo	<5	<5	<5	<	<5	
Y	25	12	14	15	14	
Zr	300	60	340	260	240	350
La	66,05	31,29	52,87	54,85	67,33	
Ce	116,00	60,02	91,01	92,47	110,90	
Nd	57,37	33,02	45,23	49,71	53,33	
Sm	8,44	5,13	6,66	7,44	7,56	
Eu	1,93	1,60	1,49	1,78	1,55	
Gd	4,93	0,32	3,68	4,569	4,12	
Dy	2,46	2,11	1,90	2,75	1,99	
Ho	0,45	0,41	0,37	0,478	0,39	
Er	1,17	1,08	0,97	1,185	0,93	
Yb	0,96	0,950	0,72	0,81	0,63	
Lu	0,13	0,12	0,08	0,136	0,083	
Cl	150	100	48	120	130	87
CO ₂	0,43	0,60	0,60	0,60	0,22	0,50
F	0,09	0,10	0,10	0,09	0,13	0,09
S	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
Li	18	27	27	18	-	-

Tabela 4.p: Análises química em rocha total de amostras representativas da Suíte Serra Branca. Elementos maiores e normas CIPW.

	1341	P292	SB18	1332B
SiO ₂	63,30	65,30	65,60	71,40
TiO ₂	0,63	0,74	0,54	0,43
Al ₂ O ₃	17,90	16,10	15,10	14,40
Fe ₂ O ₃	0,45	1,20	0,10	0,53
FeO	3,10	2,80	3,40	1,69
MnO	0,04	0,06	0,04	0,02
MgO	1,10	1,10	2,30	1,20
CaO	3,60	3,40	3,40	2,20
Na ₂ O	4,40	5,40	4,60	2,80

continua...

...continuação

	1341	P292	SB18	1332B
K ₂ O	3,60	2,90	3,60	4,30
P ₂ O ₅	0,43	0,26	0,32	0,22
H ₂ O ⁺	0,41	0,16	0,53	0,20
H ₂ O ⁻	0,08	0,10	0,05	0,05
NiO	0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Cr ₂ O ₃	<0,01	<0,01	0,02	<0,01
Qz	13,60	14,04	14,43	31,71
C	1,08			1,54
Or	21,28	17,14	20,09	25,41
Ab	37,23	45,70	38,93	23,69
An	15,53	11,13	10,51	9,82
Wo				
Di-Di	-	1,78	2,10	
Di-Hd	-	1,72	1,71	-
Hy-En	2,74	1,92	4,76	2,94
Hy-Fs	4,35	2,13	4,76	2,94
Mt	0,65	1,74	0,14	0,77
Il	1,20	1,41	1,03	0,82
Ap	1,02	0,62	0,76	0,52
FeO*	3,51	3,88	3,49	2,17
F/F+M	0,763	0,782	0,605	0,646
Rb/Sr	0,058	0,085	0,108	0,105
K/Rb	318	259	336	324
k/Ba	-	28,9	16,8	-
den	2,41	2,40	2,41	2,36

Tabela 4.q: Análises químicas em rocha total de amostras representativas da suíte Serra Branca. Elementos traços.

	1341	P292	SB18	1332B
Rb	94	93	84	110
Sr	1620	1090	775	1050
Ba	2239	883	1680	1680
Th	<15			<15
Ta	<15			<15
Nb	<20			<20
Y			<10	
Zr	620	350	380	400
La	58,56		48,35	38,64
Ce	98,76		81,64	67,01
Nd	41,80		40,84	29,23
Sm	6,92		6,24	4,12
Eu	1,58		1,458	1,19
Gd	4,81		3,675	2,57
Dy	3,05		2,057	1,42
Ho	0,58		0,431	0,35
Er	1,34		1,069	0,80
Yb	0,89		0,97	0,57
Lu	0,12		0,146	0,089
Cl	180	20	110	120
CO ₂	0,55	0,40	0,43	0,30
F	0,08	0,08	0,07	0,05
S	0,02	0,01	0,01	0,02
Li			118	

Suite Água Doce

Esta Suite está caracterizada por teores bastante restritos (60-62%) de SiO₂. Igualmente restritos, mas altos, são os teores de FeO*, variando entre 4,25 e 4.58. Também relativamente altos são os teores de MgO, propiciando números Mg# que variam de 36,9 a 60,3 com os valores superiores aos Mg# crustais (37) predominando. Os teores de Fe₂O₃ estão sempre abaixo de 1%. São metaluminosos, com relativamente altos de CaO (4,50-3,80%) e de álcalis (Na₂O+K₂O = 6,6 a 8,5%). As razões Na₂O /K₂O são sempre superiores a um.

As razões K₂O/Rb se mostram em torno de 400, com o Rb crescendo curvilinearmente com o K₂O. Os teores de NiO estão abaixo de 0,01%, enquanto que todas as amostras analisadas mostraram de Cr₂O₃ em torno de 0,02%. Os teores de Rb variam de 51 a 84 ppm e os de Sr variam de 900 a 2300 ppm, com razões Rb/Sr variando entre 0,037 a 0,681. Ba varia de 662 ppm a 2300 ppm com os teores superiores a 1500 predominando. Os teores de Sn e Mo estão abaixo de 5 ppm. V mostra variação entre 78 e 48 ppm, e Y varia de 24 a 12 ppm. O Zr não segue um padrão regular com seus teores distribuídos aleatoriamente entre 60 e 300 ppm.

Os ETRs são de 55 a 105 vezes mais ricos que condritos, Com relação as demais suites, esta é a que se mostra mais enriquecida em ETRL. Seus ETRP são fortemente fracionados com relação aos ETRL, com razões Ce/Yb variando entre 63 e 176. Duas fraquíssimas anomalias de Eu são observadas, enquanto que as demais não apresentam qualquer anomalia neste elemento (Figura 4.46).

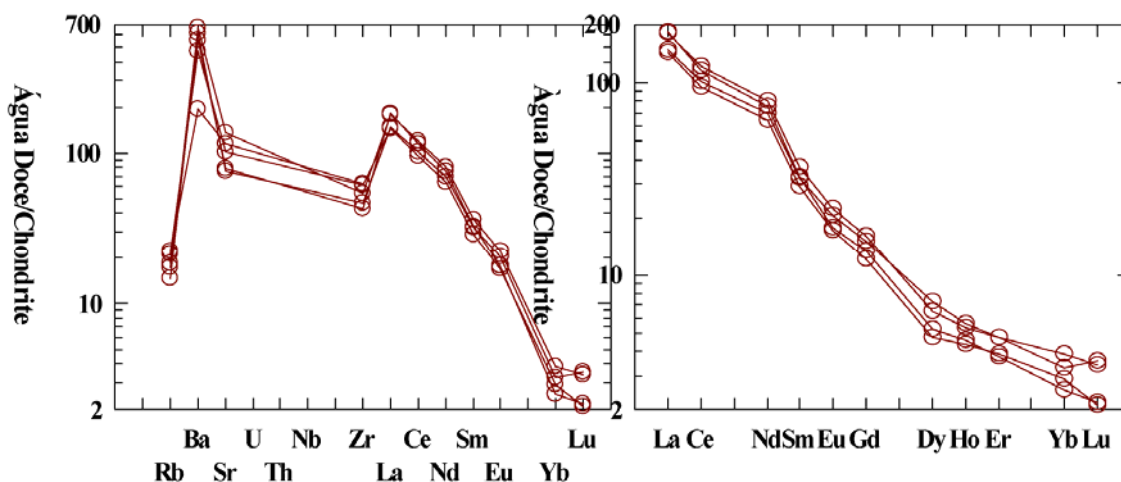


Figura 4.46: (A) Diagrama multielementos condrito-normalizados e (B) diagrama Elementos terras raras condrito-normalizados para rochas representativas da Suite Água Doce.

Suíte Serra Branca

Está constituído por rochas que variam de intermediárias (63,3% a 71,4% SiO₂) a ácidas. São metaluminosos a peraluminosos e mostram, às vezes, efeitos de acumulação de feldspatos, evidenciado pelo alto teor de Al₂O₃ e anomalias levemente positivas de Eu. São medianamente ricas em FeO*, MgO e CaO, com razões FeO*/MgO variando de 1,4 a 3,2. Seus números Mg# variam de 33,57 a 54. São medianamente ricas em álcalis (Na₂O+K₂O = 7,1- 8,0%; Na₂O/K₂O = 1.3-0,65).

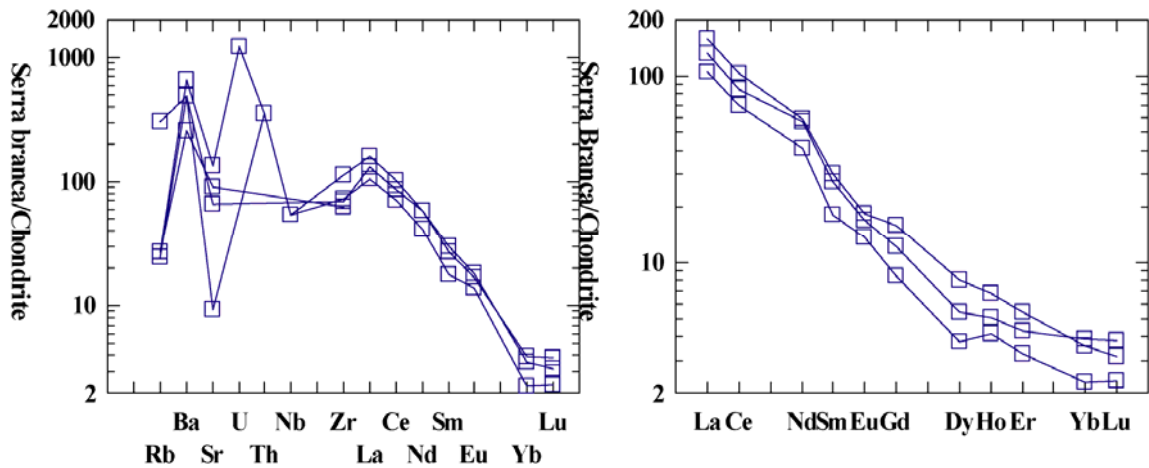


Figura 4.47: (A) Diagrama multielementos condrito-normalizados e (B) diagrama Elementos terras raras condrito-normalizados para rochas representativas da Suite Serra Branca.

Os teores de NiO estão abaixo de 0,01%, da mesma forma que os teores de Cr₂O₃, com exceção de uma amostra que exhibe 0,02%. Rb cresce linearmente com K₂O, exibindo entre estes dois elementos razões da ordem de 400. Os teores de Sn, Mo, Nb, Y e U se mostraram abaixo dos limites de detecção. Os teores de Zr não apresentam boa correlação com SiO₂.

Os teores de ETR total variam de 145 a 217 ppm, correspondendo a um enriquecimento da ordem de 59 a 88 vezes com relação aos condritos. Os ETRP são fortemente fracionados com relação aos ETRL, com razões CE/Yb variando de 84 a 117. Contrariando os resultados esperados, apenas uma amostra exhibe uma leve anomalia positiva de Eu, com as outras duas, uma exibindo pequena anomalia negativa e outra nenhuma anomalia (Figura 4.47).

Suite Uruquê

Está constituída por rochas ácidas, com teores de SiO₂ variando de 65,2 a 73,3%. São metaluminosas, a peraluminosas, com coríndon normativo presente alcançando até 3,31%. Esta peraluminosidade é comum em todas as rochas do batólito que sofreram a atuação das zonas de cisalhamento. O fato destas apresentarem coríndon normativo, não significa que elas tenham quaisquer outras feições inerentes aos granitos tipo S de Chappell & White (1974). Das rochas que compõem o batólito, estas são as que apresentam os mais baixos teores de FeO*, MgO e CaO com a contrapartida de serem as mais ricas em álcalis (10-8,1%, com Na₂O/K₂O = 1,2-0,55). Seus números Mg# são também os mais baixos variando de 7,90 a 45,9. A predominância das razões Na₂O/K₂O >1 revela não somente nesta Suite, mas no batólito como um todo, a natureza fortemente sódica destas rochas.

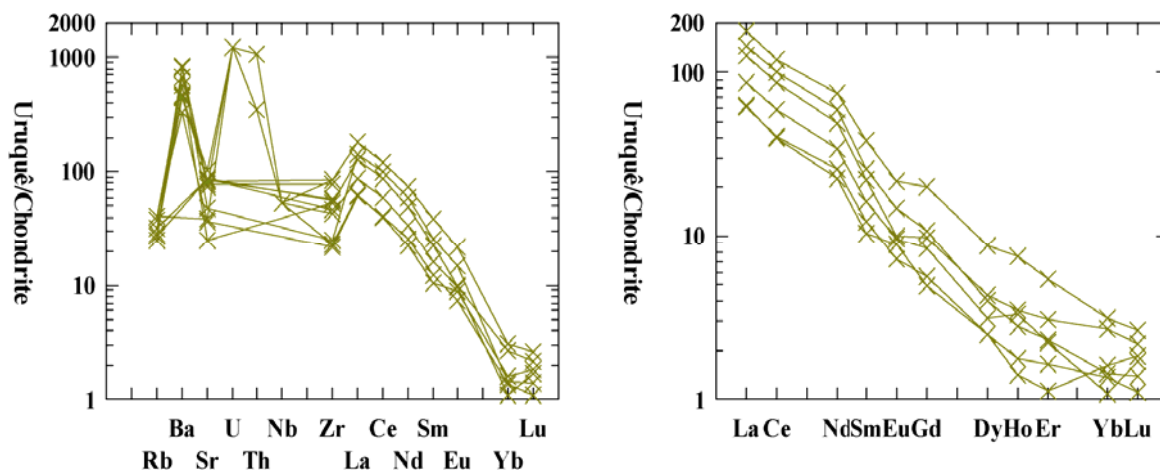


Figura 5.39: (A) Diagrama multielementos condrito-normalizados e (B) diagrama Elementos terras raras condrito-normalizados para rochas representativas da Suite Uruquê.

Os teores de NiO e Cr₂O₃ estão abaixo de 0,01%. Chamam atenção algumas amostras com “baixos teores” de Sr, ou seja, amostras com Sr abaixo de 500 ppm. As razões Rb/Sr, a exceção destas amostras anômala, é abaixo de 1.

Th, Ta, Nb, Sn, Mo e U quando analisados, se mostram sempre abaixo de seus limites de detecção pelo método utilizado. As abundâncias totais de ETR variam de 86,3 a 257 ppm, significando um enriquecimento de 33 a 104 vezes com relação aos condritos. Os ETRP são empobrecidos em cerca de 99 a 265 vezes com relação aos ETRL, como mostra a razão Ce/Yb. Nesta figura (4.48) chamam atenção as anomalias positivas de Holmium. Anomalias negativas de Eu são fraquíssimas.

Fontes

As rochas que compõem o batólito Rio Quixeramobim são sem dúvida produtos de mistura de magmas de composições relativamente contrastantes. Os enclaves magmáticos encontrados neste batólito possuem mineralogia e química indicando que os líquidos originais tinham composição basáltica. Estes basaltos, como indicam os inúmeros diques sin-plutônicos foram injetados em um líquido de composição mais ácida, em vários estágios de sua cristalização. A hibridização, ou seja, a interação química entre dois magmas modificou sobremaneira, dificultando a identificação destes magmas.

Uma análise comparativa da associação cálcio-alcálica Rio Quixeramobim com outras associações no mundo (p.ex. batólito Central Sierra Nevada, (Dorais et al 1990), mostram as rochas Quixeramobim com teores de Ba, Sr e ETRL significativamente mais altos que aquelas associações cálcio-alcálicas. Gill (1974) e Hawkesworth et al. (1979) têm chamado atenção para os magmas gerados em ambientes de margens destrutivas de placas que são enriquecidos em elementos com baixo potencial iônico (Sr, Ba, ETRL) com relação aos elementos com alto potencial iônico (Nb, Zn, P, Ti, ETRP), quando comparados com equivalentes de cadeias meso-oceânicas ou riftes continentais (Harmon et al 1984).

As características de alto Ba e Sr e ainda P podem resultar da penetração da litosfera inferior por pequenos volumes de líquidos carbonatíticos astenosféricos como descrito por Green & Wallace

(1988), Ionov et al. (1993) e Rudnick et al. (1993). Se a porção inferior da litosfera é venulada (veja Foley 1992), de forma similar ao que ocorre aos glimeritos flogopíticos da mina de vermiculita Queimada Nova em Paulistana-PI, então a composição dos elementos traços no líquido, deve ser controlada muito mais pela mineralogia dos veios que no manto hospedeiro, quando este sofre baixos graus de fusão (Tarney et al 1994). Agora, se a convecção induzida joga um papel mais importante na contribuição do magmatismo orogênico, a litosfera venulada será arrastada para a zona de fusão da cunha mantélica.

Algumas das características de elementos traços (Alta K/Rb, baixo ETRP) podem ser razoavelmente explicada pelo mecanismo de fusão de uma cunha de um manto hornblêndico, ou seja, a fusão deste manto hornblendico resulta na transformação de hornblenda em granada, com retenção de ETRP e Y na granada residual na fonte (veja Rogers & Saunders 1989), enquanto que as altas razões K/Rb são uma conseqüência da mineralogia inicial da fonte que, dominada por hornblenda, rejeita Rb, entretanto, surge a questão de se as outras características geoquímicas, tais como alto Sr e Ba são satisfeitas. A carência de uma anomalia de Eu mais significativa, seja nos enclaves ou nos seus hospedeiros, indica que a região fonte deve ter sido desprovida de plagioclásio, ou tinha uma fugacidade de oxigênio muito alta, fornecendo assim mecanismo capaz de produzir teores extremamente altos de Ba e Sr.

A íntima relação dos magmas cálcio-alcálicos com as mega-zonas de cisalhamento sugerem que este mecanismo seja o mais adequado para se obter magmas máficos astenosféricos necessários à geração dos magmas máficos em questão.

Milonitos do Lineamento Senador Pompeu

Uma das características mais marcantes da tectônica do Estado do Ceará é a existência de um padrão de lineamentos em escala regional. Estes lineamentos são mega-zonas de cisalhamento dúctil transcorrentes de extensão freqüentemente superior a uma centena de quilômetros, algumas delas tendo o seu prolongamento na África. Na Folha Quixeramobim elas são materializadas pela Unidade Milonítica do Lineamento Senador Pompeu caracterizada por faixas de terrenos deformados, cujas larguras podem atingir a uma dezena de quilômetros. Nestas faixas, uma foliação sub-vertical encontra-se superposta ou representa uma verticalização das foliações de baixo ângulo. Esse é o caso do Complexo Acopiara que tem seus litótipos crescentemente verticalizados em direção em direção à zona de cisalhamento. É característico o desenvolvimento de faixas miloníticas-ultramiloníticas em bandas de largura variável e de distribuição descontínua.

Merece ainda destaque a zona de cisalhamento dúctil Quixeramobim que se estende por cerca de 50 km ao longo do contato entre o Batólito Rio Quixeramobim e o Complexo Ceará - Unidade Quixeramobim.

Pelas idades relativas disponíveis, seus últimos movimentos dúcteis destrais devem ser de idade brasileira.

As megazonas de cisalhamento dúcteis transcorrentes se mostram com direção nordeste-sudoeste e são as principais feições estruturais regionais. Elas exibem elementos que traduzem uma cinemática complexa ora com movimentos laterais ora verticais, ora com componentes

transpressivos, ora transtensivos, com suas histórias parecendo estar relacionadas ao escape tectônico que operou por volta dos 600Ma e reativações em níveis crustais mais rasos em épocas posteriores. Assim, milonitos de diferentes texturas e composições foram formados ao longo destas shear zones (tranpressão), bem como a geração de espaços hoje ocupados por granitos senso amplo (transtensão) e formação de metatexitos. Uma evolução progressiva da deformação que se iniciou em regime compressivo (tectônica horizontal) mais profundo e evoluiu para um regime transpressional em níveis mais rasos parece ser a alternativa mais viável para explicar a geometria e feições regionais.

Os contatos entre as Unidades Quixeramobim e Algodões entre a Unidade Juatama e batólito granítico Rio Quixeramobim e este com a Complexo Acopiara tem sido definidos por "strike-slip zones" e descritas por Caby & Arthaud (1986) como D3 (pelo menos para a zona de cisalhamento Quixeramobim), relacionadas a um regime transpressional.

Lineações de estiramento em ângulos com caimento em torno de 45° são vistos em afloramentos no sangradouro do açude Flores, a norte da cidade de Quixeramobim, ao longo do contato que separa os para-gnaisses da Unidade Algodões da Unidade Quixeramobim. Lineações similares são vistas ao longo do contato Batólito Rio Quixeramobim – Unidade Juatama, em metasedimentos milonítizados da Unidade Juatama ao longo da CE-21 Quixeramobim – Senador Pompeu, a cerca de 2 quilômetros a sul da cidade de Quixeramobim. Da mesma forma, ao longo de toda a zona de cisalhamento Senador Pompeu, são encontradas evidências de cavalgamento dos metasedimentos Acopiara sobre o lado leste da unidade Milonítica Senador Pompeu.

Os alojamentos crustais dos batólitos Rio Quixeramobim, Nenelandia, Banabuiú e demais plutons menores, bem como o desenvolvimento dos migmatitos Juatama e Acopiara parecem ter sido totalmente controlados pela Zona de cisalhamento Senador Pompeu e associadas, sob um regime transtensional lateral esquerdo, anterior ao último regime dúctil, que se mostra dextral através de evidências múltiplas observadas nos granitos Rio Quixeramobim.

5. GEOLOGIA ESTRUTURAL E TECTÔNICA

5.1 Aspectos estruturais

As rochas que afloram na área dos mapas Itatira, Boa Viagem e Quixeramobim são, com algumas raras exceções, metamórficas e deformadas. As unidades mais antigas (arqueanas e paleoproterozóicas) tiveram, no decorrer do Pré-Cambriano, uma evolução policíclica enquanto as mais recentes (neoproterozóicas) apresentam uma evolução monocíclica decorrente da colisão brasileira/panafricana que marcou o final do Neoproterozóico. Como consequência desta diversidade evolutiva, as grandes unidades identificadas nas três folhas apresentam conjuntos distintos de feições.

Complexo Cruzeta

Na folha Boa Viagem, esta unidade é constituída principalmente por ortognaisses bandados apresentando uma xistosidade de alta temperatura (Figura 5.1a e b). Dobras intrafoliais centimétricas a métricas são comuns (Figuras 5.2a e b), resultado de uma intensa transposição. Na porção sul da folha, a foliação apresenta uma direção geral em torno de NNE, com mergulhos para ESSE. Esta foliação é geralmente de baixo ângulo, sofrendo uma verticalização numa faixa estreita ao longo da BR-020. Na porção norte da folha, a foliação sofre um encurvamento e sua direção se aproxima de EW. Os mergulhos permanecem de baixo ângulo.

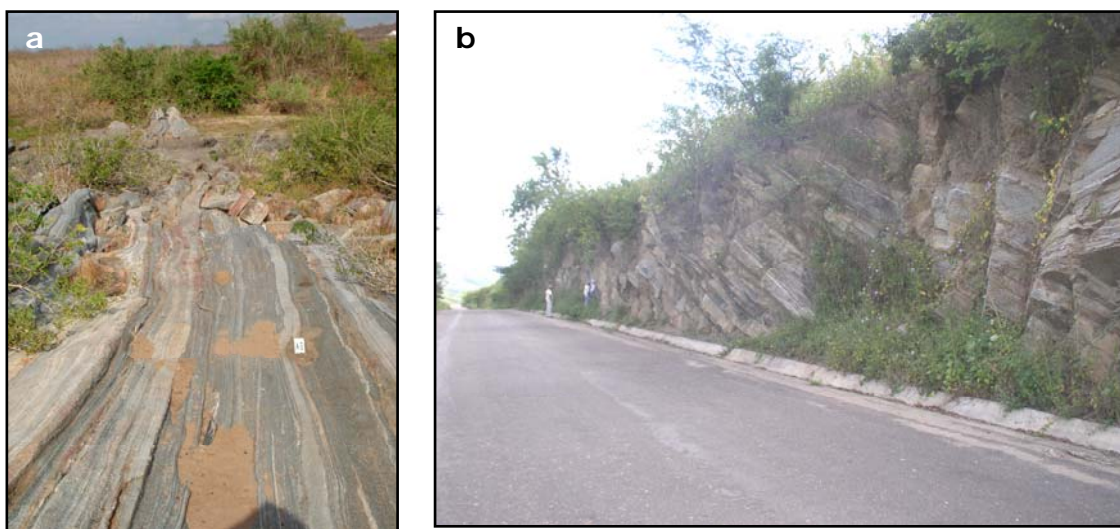


Figura 5.1: Bandamento gnáissico de origem tectônica nos gnaiesses do Complexo Cruzeta (a: 426966/9440982; b: 420745/9408105).

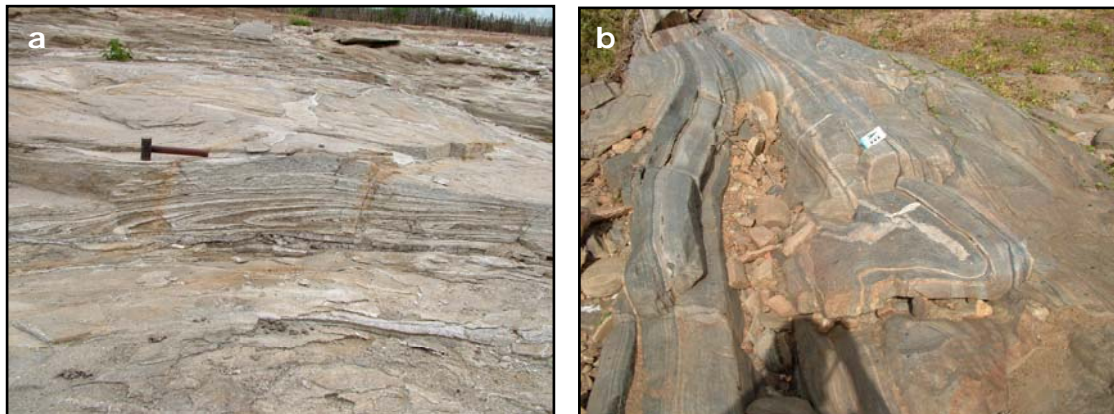


Figura 5.2: Dobra intrafolial associada a uma transposição (a) e dobramento do bandamento nos gnaisses do Complexo Cruzeta (b) (448409/9425560; 426966/9440982).

As lineações de estiramento (minerais) tendem a ser paralelas á direção da foliação, indicando um transporte tectônico quase transcorrente (é provável que a geometria atual da foliação do Complexo Cruzeta não representa a situação da época da sua gênese, o que impede interpretações mais consistentes).

Suite Madalena

Esta Unidade, presente nas folhas Itatira e Boa Viagem, é representada essencialmente por metatonalitos relativamente homogêneos associados a diques sin-plutônicos e enclaves diversos. Grande parte desta unidade apresenta-se pouco deformada (Figura 5.3a e b) e, em domínios intensamente foliados (Figura 5.4), a xistosidade apresenta uma geometria simples, excluindo a possibilidade de deformação policíclica. Dobramentos diversos são comuns, em escalas variando de centimétrica a métrica, mas apresentam um padrão aleatório que não justifica a aplicação da noção de fase de dobramento. Quando bem marcada, a foliação dá às rochas da Suite Madalena um aspecto podiforme com *pods* de extensão quilométrica.

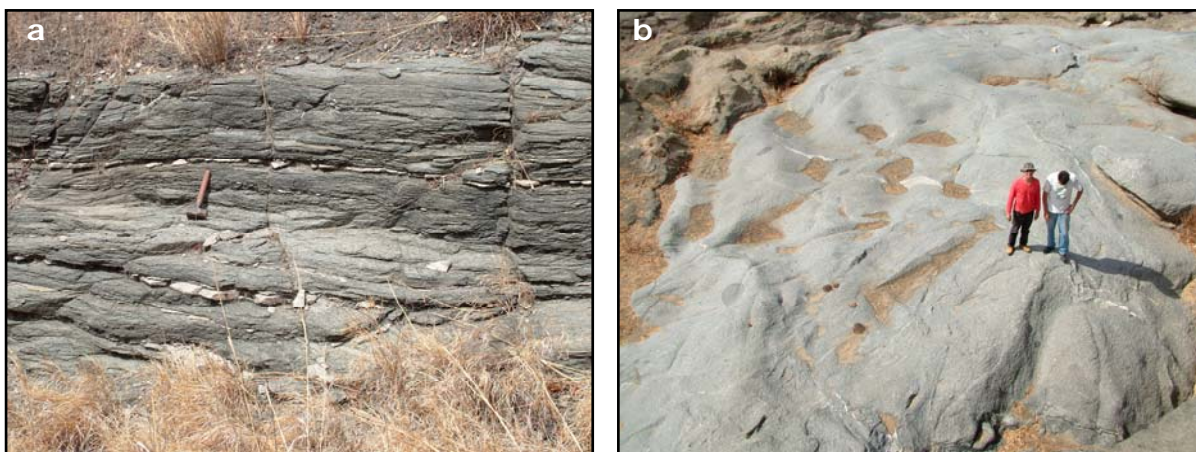


Figura 5.3: Afloramento pouco deformado dos metatonalitos da Suíte Madalena (a) e detalhe de a (b) (434839/9461658).



Figura 5.4: Zona de intensa deformação nos mesmos metatonalitos (430015/9454244).

Dobras são relativamente raras (Figura 5.5a) e não apresentam padrão característico.



Figura 5.5: Dobramento da foliação dos metatonalitos da suíte Madalena (a); aspecto crenulado da foliação (b) (440276/9483802 - 431022/9457384).

Em raros afloramentos, a foliação apresenta uma crenulação.

No estado atual do conhecimento, é difícil determinar se a deformação da Suíte Madalena foi adquirida durante o Ciclo Brasileiro ou se ela deve ser atribuída, parcial ou totalmente, a um ciclo paleoproterozóico. A datação do metamorfismo e, em particular, de monazitas em mobilizados pelo método U-Pb, deve oferecer uma resposta.

Unidade Algodões

Como na unidade anterior, a deformação desta unidade é relativamente simples e marcada por uma foliação regional geralmente paralela aos contatos entre as associações litológicas (S_0 nas rochas metassedimentares) e a lineação apresenta um comportamento similar a dos Complexo Cruzeta e Suíte Madalena. Alguns contatos litológicos como, por exemplo, a base dos pacotes de metariolitos a SW de Boa Viagem (Serra do Pintadão), são marcados por uma intensificação da deformação, com desenvolvimento de rochas miloníticas afetadas por dobramentos complexos (Figuras 5.6a e b) evidenciando descontinuidades tectônicas internas menores nesta unidade.

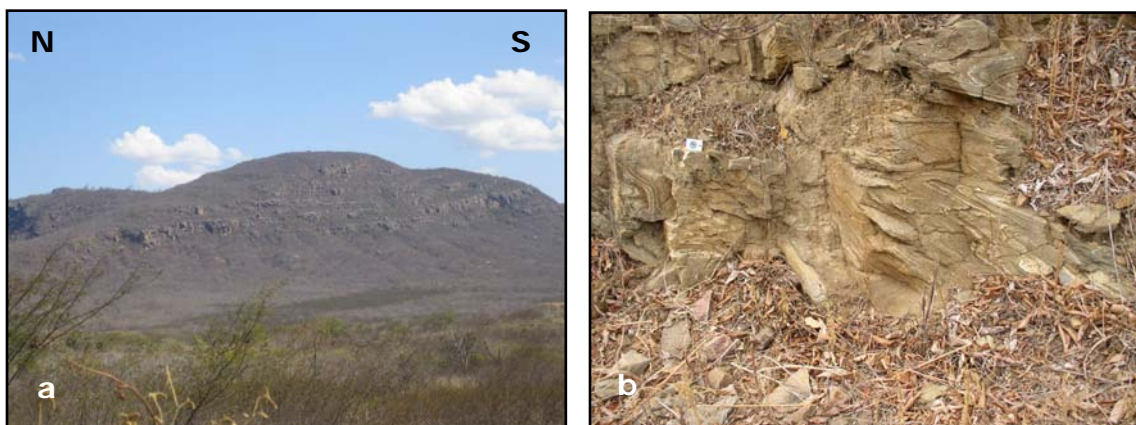


Figura 5.6: Aspecto geral da Serra do Pintadão, constituída por metariolitos da Unidade Algodões (a) e detalhe dos milonitos dobrados na base desta unidade litológica (b) (399584/9431142).

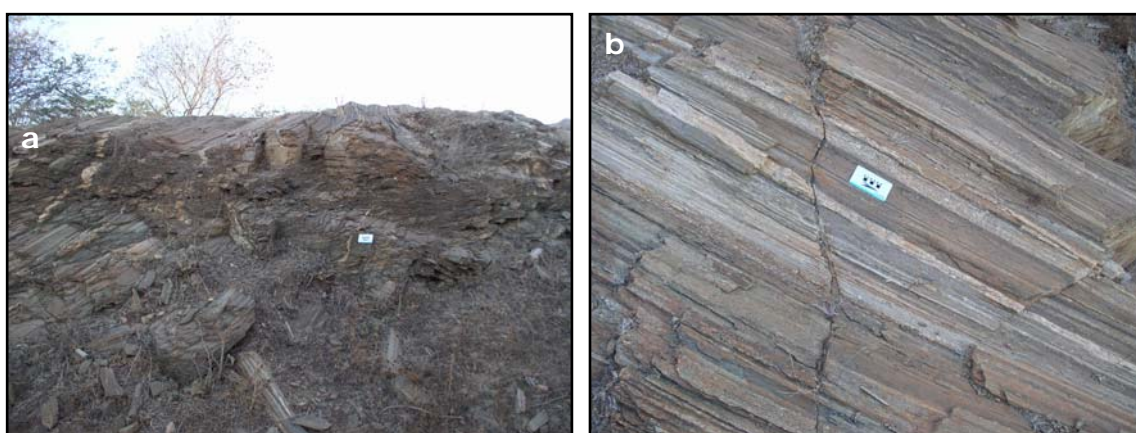


Figura 5.7: Transposição das rochas da Seqüência Algodões logo abaixo do contacto tectônico com o Complexo Ceará (a); detalhe da lineação de interseção associada a esta transposição (b).

A proximidade do contato com as rochas do Complexo Ceará é marcado por uma deformação mais complexa. A foliação principal da unidade sofre uma transposição de temperatura relativamente baixa que se traduz, em certos casos, pelo desenvolvimento de uma clivagem de fratura subhorizontal que provoca uma transposição materializada por uma intensa lineação de interseção (Figura 5.7a e b) e por dobramentos localizados.

Complexo Ceará

O contato de base do Complexo Ceará é geralmente marcado por rochas miloníticas de fácies anfibolito baixo, às vezes com aspecto clasto-milonítico (Figura 5.8a e b).

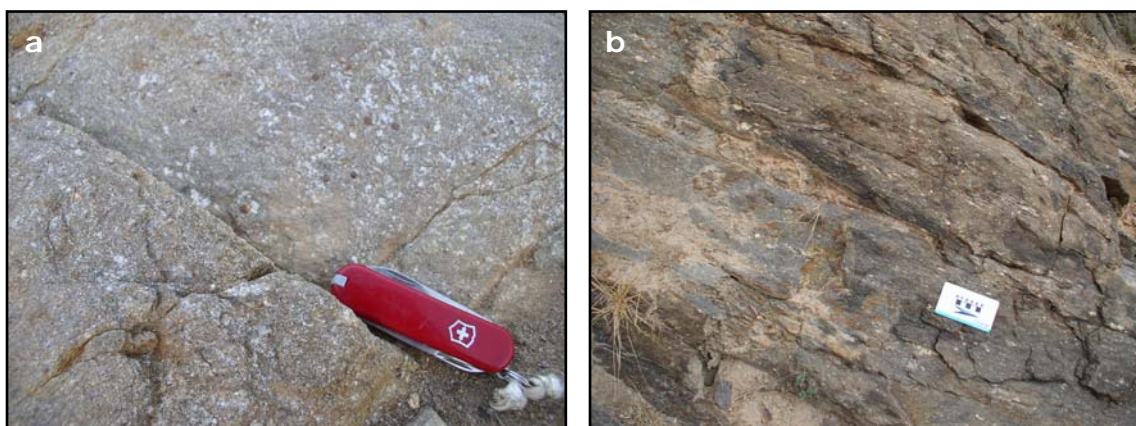


Figura 5.8: Milonitos retromórficos com granada e muscovita (a) e clasto-milonitos (b) da sola da nappe basal do Complexo Ceará. (410637/9441148 - 430080/9483768).

Esses milonitos, assim como a transposição fria que afeta as rochas paleoproterozóicas sotopostas, indicam que o final da *mise en place* das *nappes* formadas pelo Complexo Ceará se deu em condições metamórficas retrógradas.

Nas folhas Itatira e Boa Viagem, é notável uma mudança importante nos arranjos estruturais a NE e SW da Falha do Rio Groaíras:

A SW da falha, as foliações e lineações das diversas unidades que pertencem ao Complexo Ceará são homogêneas: foliações de baixo ângulo, com mergulhos para WNW ou NW geralmente inferiores a 30° (Figura 5.9) e lineações marcadas por sillimanita ou cianita (ou ambas) (Figura 5.10a e b) com direção geral NW-SE.



Figura 5.9: Panorama mostrando a foliação de baixo ângulo em três unidades do Complexo Ceará.

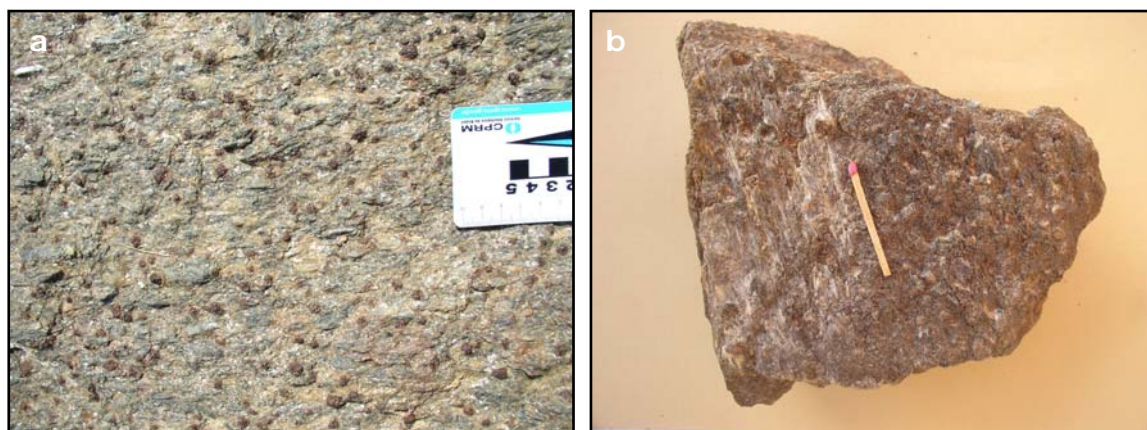


Figura 5.10: Lineação de estiramento marcada por cianita (a) e cianita mais sillimanita (b). Na foto b, pode ser observado que a sillimanita é posterior, desenvolvida em planos cisalhantes tardios.

A foliação regional é normalmente paralela aos contatos litológicos (S_0). Algumas rampas frontais são marcadas por um aumento do mergulho dessa foliação. É o caso, de maneira geral, na base das barras de quartzito como pode ser observado na figura 5.11. São comuns dobras complexas, geralmente isoclinais, afetando a foliação de alta temperatura do Complexo Ceará.

Estas dobras são freqüentes nas associações litológicas caracterizadas por contraste reológico importante, em particular nos domínios que sofreram um grau de fusão parcial mais elevado. Nestas assembléias, uma transposição gerada em condições de deformação progressiva é comum (Figuras 5.12a, b e c).

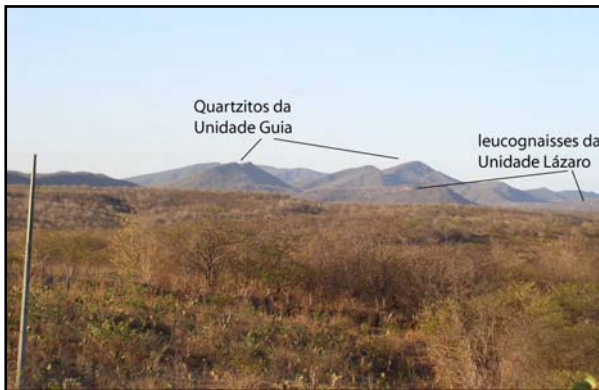


Figura 5.11: Detalhe da figura 5.9 mostrando o contato entre os quartzitos da sub-unidade Guia (mergulho em torno de 35°) e os gnaisses horizontais da Unidade Lázaro, evidenciando uma rampa frontal.

A NE da Falha do Rio Groairas, as unidades do Complexo Ceará apresentam comportamentos distintos: as foliações da Unidade Itatira mergulham em baixo ângulo para NW e as lineações de estiramento apresentam uma direção NE-SW, sofrendo uma inflexão, a W da folha Itatira, para WNW-ESSE. É provável que esta inflexão, acompanhada da formação de dobras abertas quilométricas com eixos encurvados (Figura 5.14) tenha sido adquirida na fase final de *mise en place* da nappe, já em condições retromórficas.



Figura 5.12: Exemplo de dobras isoclinais em migmatitos do Complexo Ceará (a) e exemplo de transposição em biotita gnaisses migmatíticos com granada da mesma unidade (b e c) (431975/9487036 – 415430/9479900).

As sub-unidades Guia e São José dos Guerra apresentam comportamento similar, com foliações de baixo ângulo dobradas em antifomas e sinformas abertos (Figura 5.15) e lineações quase NS sofrendo um encurvamento progressivo para NW. Dobramento e encurvamento da lineação devem ser, como no caso da Unidade Itatira, feições adquiridas tardiamente, ao final da *mise en place* das nappes.



Figura 5.13: Sinformas invertidos de quartzitos na Sub-unidade Guia - folha Independência (Imagem Landsat 7, razão de bandas 7/1).

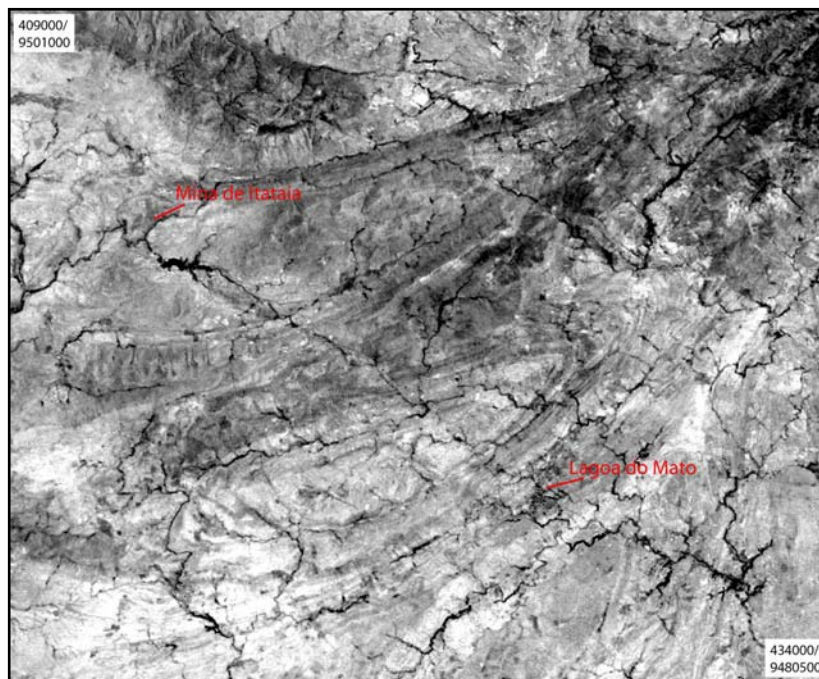


Figura 5.14: Dobras abertas quilométricas com eixo curvo cortadas pela estrada Lagoa do Mato - Itatiaia. (Imagem Landsat 7, razão de bandas 5/4).

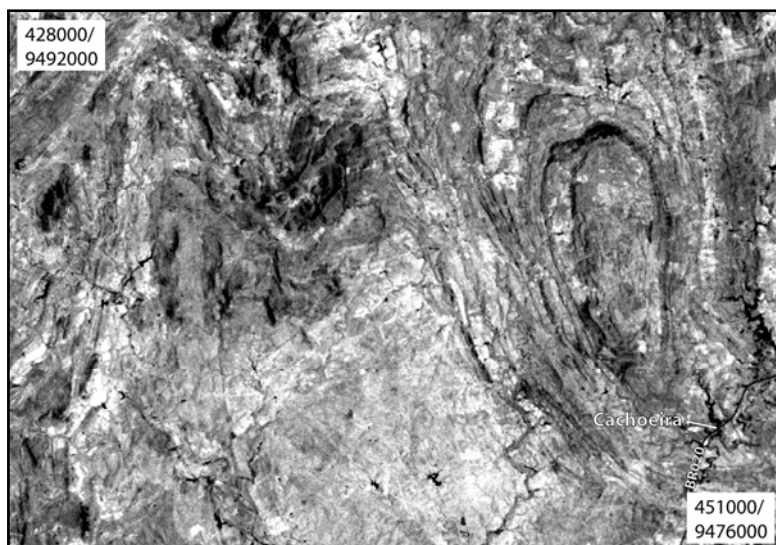


Figura 5.15: Dobras abertas na sub-unidade Guia a NE da Falha do Rio Groairas. O sinforma de Cachoeira está localizado na folha Quixadá (Imagem Landsat 7, razão de bandas 5/1).

Unidade Quixeramobim

Localizada na folha Quixeramobim, a Unidade homônima apresenta um comportamento estrutural fortemente influenciado pela zona de cisalhamento transpressional Quixeramobim: a foliação apresenta, na Serra de Santa Maria, uma estrutura em sinforma aberto e, na proximidade da ZCD, sofre uma verticalização associada a um grande incremento nas taxas de deformação. A lineação de estiramento, marcada, como nas demais unidades do Complexo, por sillimanita ou cianita, sofre uma inflexão, passando de uma direção NNW-SSE para NE-SW nas proximidades da transcorrência. A geometria da inflexão confirma o caráter tardio do cisalhamento e seu sentido destro. Um incremento tardio de deformação em regime transpressional é responsável pelo desenvolvimento generalizado, nessa unidade, de uma clivagem de crenulação com planos axiais e lineação estritamente paralelos à direção da transcorrência.

A deformação do Complexo Acopiara é fortemente influenciada pelas zonas de cisalhamento de Senador Pompeu a oeste e Orós a leste.

Complexo Tamboril-Santa Quitéria

Apesar da semelhança de padrões estruturais entre os complexos Ceará e Tamboril-Santa Quitéria (foliações e lineações de estiramento sub-paralelas), algumas características próprias devem ser destacadas.

Parte da anatexia aconteceu em condições dinâmicas, durante a exumação desta unidade representativa de uma crosta intermediária em grande parte fundida. A foliação é sublinhada pelos níveis de leucosoma (Figura 5.16a) e a lineação, adquirida quando a rocha ainda era pastosa, apresenta um aspecto característico "penteado". A sola da *nappe*, ao contrário do Complexo Ceará, não é retromórfica, o que implica que o transporte tectônico foi interrompido quando a *nappe* era ainda quente, o que é confirmado pelo fato que parte dos migmatitos desta unidade não apresenta foliação (Figura 5.16b). Isto significa que a migmatização se prolongou em condições totalmente estáticas. Esta situação é provavelmente em parte responsável pela inversão do metamorfismo observado nas seqüências do Complexo Ceará.

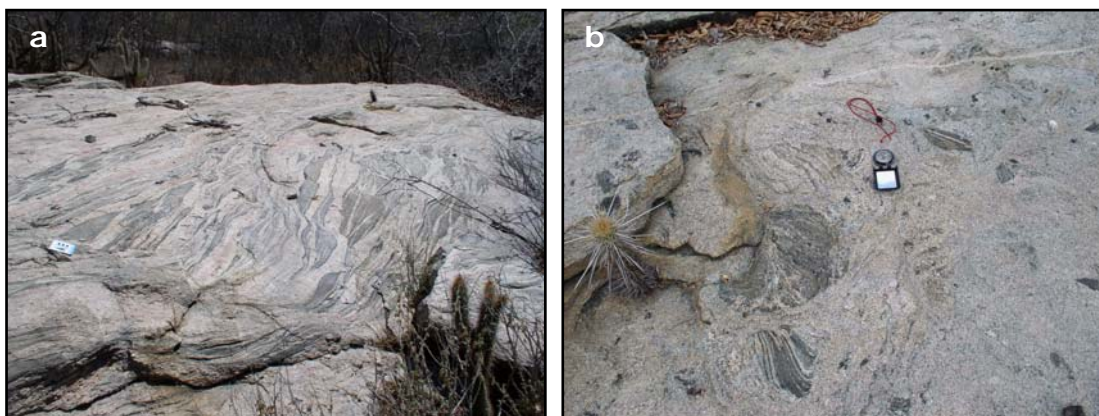


Figura 5.16: Exemplos de migmatização em condições dinâmicas (a) e estáticas (b) no Complexo Tamboril-Santa Quitéria.

A tectônica transcorrente

As folhas Boa Viagem e Quixeramobim são recortadas por três mega zonas de cisalhamento dúcteis transcorrentes: as ZCD de Senador Pompeu, Quixeramobim e Sabonete Inharé.

As modificações impostas às foliações e lineações da Unidade Quixeramobim mostram que, embora estas zonas possam ter reativado lineamentos mais antigos (paleoproterozóicos?), elas pós-datam, durante o ciclo Brasiliano, a deformação tangencial.

Trata-se de zonas de cisalhamento destrás (Figuras 5.17 e 18) materializadas por faixas de largura quilométrica onde a foliação, verticalizada, apresenta altas taxas de deformação.

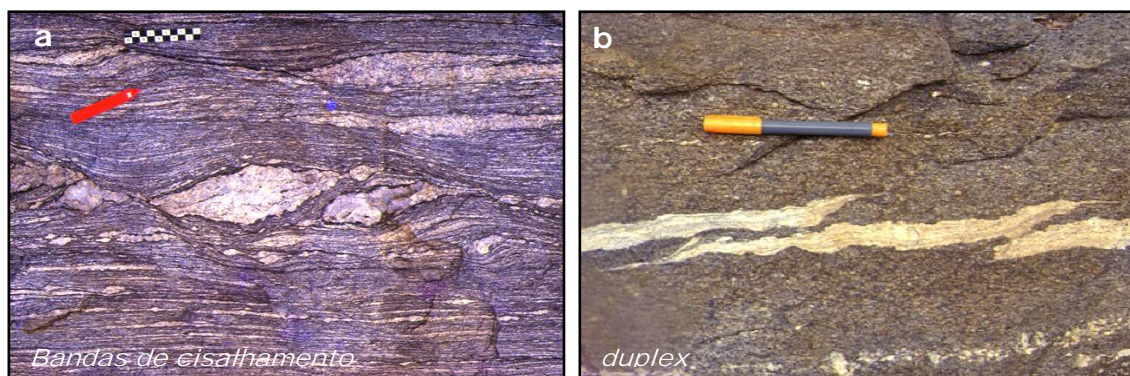


Figura 5.17: Exemplos de critérios cinemáticos em biotita gnaisses paraderivados da Unidade Quixeramobim (a) e do Complexo Acopiara (b) afetados, respectivamente, pelas zonas de cisalhamento dúctil de Quixeramobim e Senador Pompeu. Em ambos os casos a foliação é vertical e o sentido de cisalhamento destro.

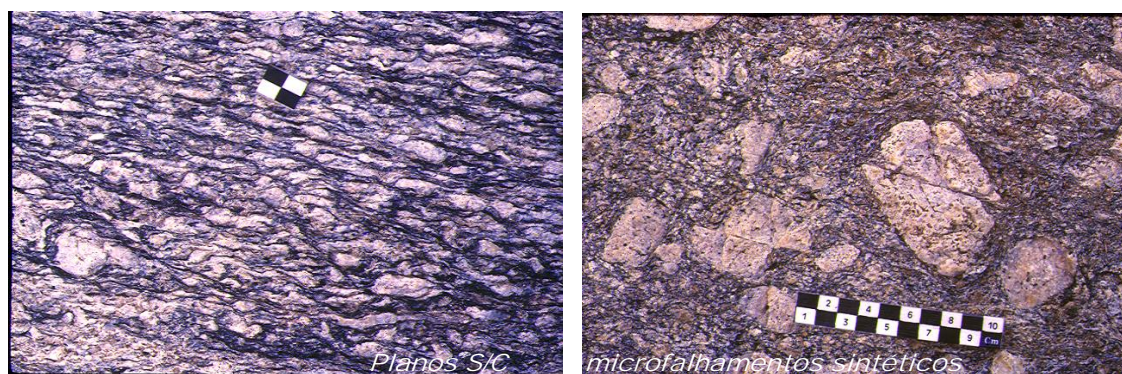


Figura 5.18: Exemplos de critérios cinemáticos em granitos do batólito de Quixeramobim.

O funcionamento destas zonas, iniciado em condições de fácies anfibolito alto, se prolongou, com a mesma cinemática, em condições crustais mais rasas, como evidenciado pelas reativações frágeis da foliação milonítica (Figura 5.19) e pela crenulação tardia dos xistos e quartzitos micáceos da Unidade Quixeramobim, adquirida em regime de transpressão.



Figura 5.19: Reativação, em condições crustais rasas, das foliações miloníticas das rochas encaixantes da zona de cisalhamento de Quixeramobim.

As zonas de cisalhamento de Senador Pompeu e Quixeramobim controlam a *mise en place* dos granitos do batólito Rio Quixeramobim (Figura 5.20) que é interpretado como sin-cinemático e apresenta evidências de fluidalidade magmática e de deformação no estado sólido geradas em regime transpressional.

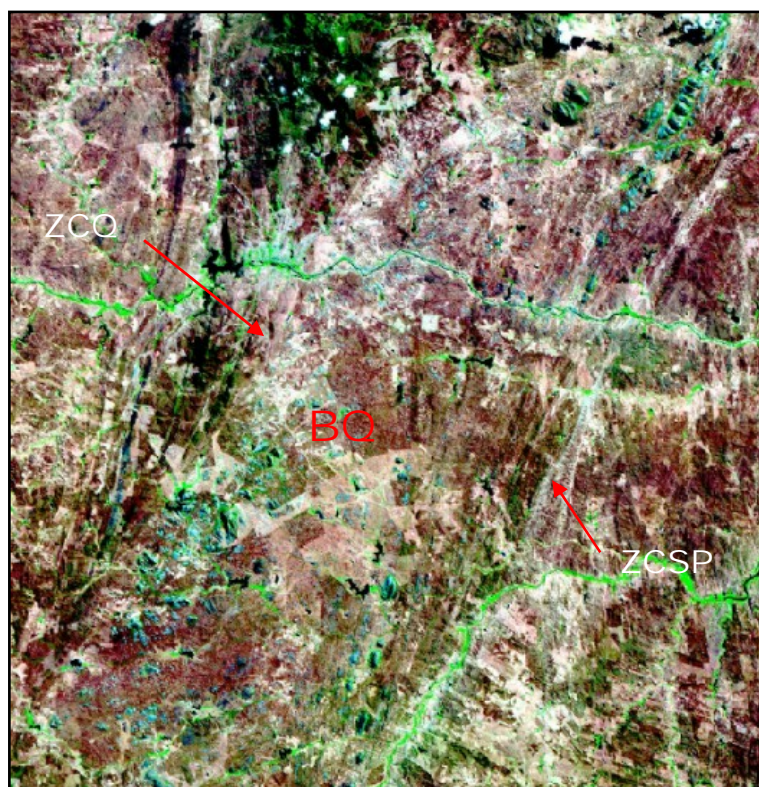


Figura 5.20: Relações entre o batólito de Quixeramobim (BQ) e as zonas de cisalhamento de Quixeramobim (ZCQ) e Senador Pompeu (ZCSP).

A Falha do Rio Groaíras

Ao contrário das feições anteriores, este lineamento não apresenta evidências de comportamento dúctil: o seu traçado é balizado por brechas (Figura 5.21a) e grandes veios de quartzo formando cristas elevadas (Figura 5.21b e c), resultado de uma intensa atividade hidrotermal.

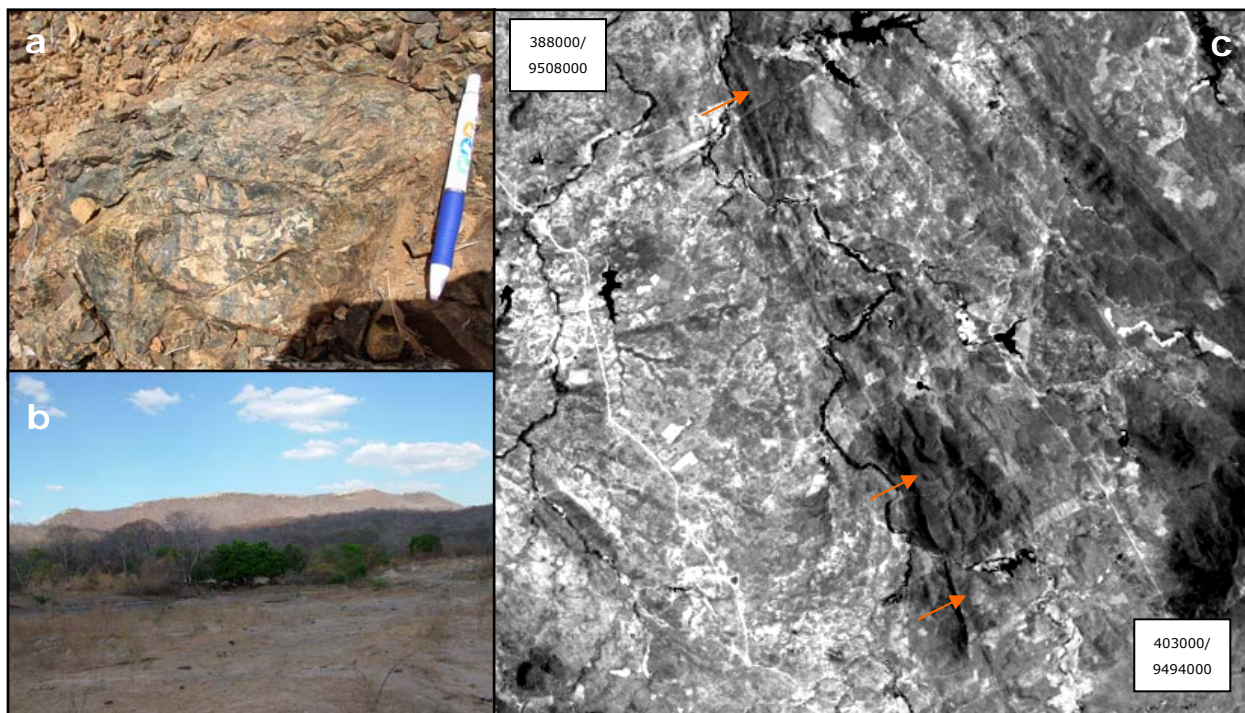


Figura 5.21: Brechas (a) e veios de quartzo branco associados à Falha do Rio Groaíras (b e c).

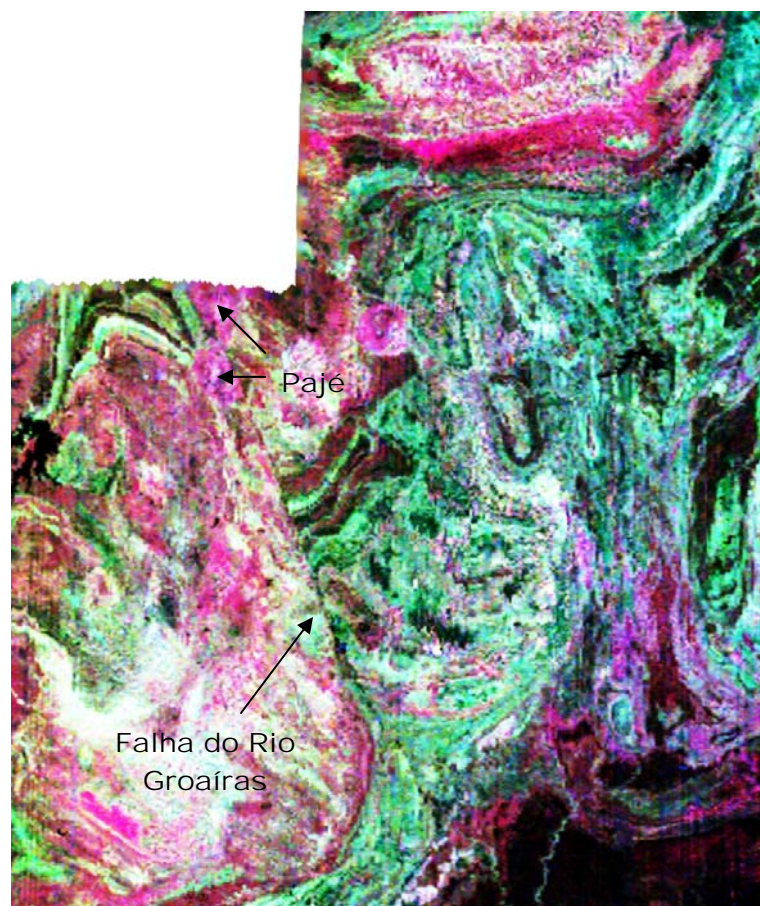


Figura 5.22: Deslocamento aparente do granito do Pajé pela falha do Rio Groaíras (Composição colorida RGB K:Th:U - Projeto Itatira/NUCLEBRÁS).

Baseado no deslocamento relativo dos granitos da Serra do Pajé (Figura 5.22) é possível determinar um movimento sinistro para esta falha (pelo menos para o último incremento).

Várias falhas paralelas à falha do Rio Groaíras, acompanhadas ou não de veios de quartzo, foram cartografadas nos arredores da cidade de Madalena (Folha Itatira).

A tectônica rúptil é representada, ainda, por três conjuntos de feições:



Figura 5.23: Cavalgamento na Serra do Céu, a norte da Mina de Urânio de Itatira.

- uma falha inversa, não mapeável na escala proposta, recortando a Serra do Céu, a norte de Itatira (Figura 5.23).
- uma quantidade de diques de diabásio, geralmente não mapeáveis na escala do mapa. Esses diques, de idade juro-cretácica, apresentam uma direção em torno de NE-SW. São correlacionáveis com o vulcanismo Ceará Mirim relacionado à abertura do Oceano Atlântico
- um conjunto de fraturas diversas, particularmente bem desenvolvidas na Serra de Monsenhor Tabosa (Complexo Tamboril-Santa Quitéria) onde predomina uma direção NW-SE.

Devem ser citadas ainda várias faixas de brechas, algumas relativamente largas, associadas a falhas que não foi possível cartografar.

5.2 Evolução Tectônica

A área estudada sofreu uma evolução geodinâmica complexa, envolvendo a atuação, do Arqueano ao Neoproterozóico, de vários ciclos orogênicos. Ela apresenta, ainda, feições associadas à abertura do Oceano Atlântico.

Neste contexto, algumas unidades tectonoestratigráficas são caracterizadas por uma evolução policíclica enquanto outras foram deformadas e metamorfasadas num único ciclo orogênico.

Os terrenos policíclicos

Compreendem o Complexo Cruzeta e, possivelmente, a Suíte Madalena e a Unidade Algodões. Estes terrenos apresentam uma estruturação própria, totalmente independente da estruturação dos Complexos neoproterozóicos.

O contraste também é grande entre a deformação e o metamorfismo do Complexo Cruzeta, que corresponde a um fragmento de crosta arqueana retrabalhado no Paleoproterozóico, e as unidades exclusivamente paleoproterozóicas (Suíte Madalena, intrusiva no Complexo Cruzeta, e Unidade Algodões). No primeiro caso, o metamorfismo atinge condições de fácies anfíbolito alto

freqüentemente acompanhado de anatexia e a deformação é intensa, associada a um bandamento de origem puramente tectônico e a uma transposição. No segundo, o metamorfismo raramente atinge condições anatéticas e a deformação é geralmente simples, caracterizada por uma única foliação, raramente transposta, envolvendo domínios extensos pouco deformados no caso da Suíte Madalena e por uma foliação simples, geralmente paralela aos contatos litológicos (S_0) no caso da Unidade Algodões.

Essas observações implicam na existência de pelo menos um ciclo orogênico intenso antes da intrusão dos metatonalitos da Suíte Madalena, com idade de cristalização (método U-Pb em zircões) compreendida entre 2150 e 2200 Ma (Martins 2003; Castro 2004; Arthaud, não publicado). Não há, atualmente, argumentos definitivos para decidir se este ciclo, anterior a 2200 Ma de anos, deva ser atribuído ao Paleoproterozóico ou ao Arqueano, mas, de qualquer maneira, não se trata do Ciclo Transamazônico definido por Bley et al. (2000).

De outro lado, a deformação simples e o metamorfismo relativamente moderados da Suíte Madalena e da Unidade Algodões deixam uma dúvida: será que eles devem ser atribuídos ao ciclo transamazônico (com idade entre 2000 e 2100 Ma) e, neste caso, a passagem das *nappes* brasileiras deixou pouquíssimos vestígios, ou será que eles devem ser atribuídos ao Ciclo Brasileiro e, neste caso, não haveria, no Ceará Central, registro do Ciclo Transamazônico?

A compreensão da evolução arqueana e paleoproterozóica do Ceará Central ainda é embrionária e serão, ainda, necessários uma cartografia mais detalhada e muitos dados geocronológicos e geoquímicos para avançar no nosso conhecimento.

Os terrenos monocíclicos

São representados pelos complexos Ceará e Tamboril-Santa Quitéria. Apesar de terem sido envolvidos apenas no Ciclo Brasileiro, eles apresentam evoluções tectono-metamórficas complexas.

Trata-se de um conjunto de *nappes* repousando, através de contato tectônico, sobre um embasamento arqueano-paleoproterozóico.

A geocronologia (idades modelo Sm-Nd e Shrimp em zircões detríticos) do Complexo Ceará mostra que se trata de uma unidade neoproterozóica, com deposição que pode ser, em parte, tão nova como c.a. 650 Ma. A sedimentação é típica de margem continental passiva e deve ter se iniciada a partir do rifteamento do continente arqueano-paleoproterozóico. A idade sugerida inicialmente para este episódio gira em torno de 800 Ma, idade determinada por vários autores (Fetter 1999, Santos 2003, Castro 2004) para metariolitos intercalados nas rochas metassedimentares do complexo e que foram interpretados com parte do vulcanismo associado ao afinamento crustal. Os novos dados Shrimp em zircões (Arthaud, não publicado) mostram a existência de uma família de zircões com idade em torno de 800 Ma e outra espalhada em torno de 1100 Ma. O segundo agrupamento corresponde a um magmatismo ainda não identificado no Ceará Central e pode ter duas interpretações: ou se trata de zircões provenientes da zona transversal da Província Borborema (Ciclo Cariris Velho), ou se trata de um magmatismo associado a um início de rifteamento. Na primeira hipótese, o magmatismo de idade c.a. 800 Ma é realmente o marcador do rifteamento; no

segundo caso, o afinamento em torno de c.a. 1100 Ma não evoluiu até a formação de um oceano, o que só viria a acontecer com uma nova fase de extensão crustal em torno de 800 Ma que resultou na abertura de um oceano.

Mais datações de zircões detríticos e de ortognaisses são ainda necessárias para refinar o modelo.

Datações U-Pb em zircões de paleossoma ortognaissico do Complexo Tamboril-Santa Quitéria (Teixeira, 2005) indicam idade de 658 Ma para a cristalização do protólito de um diatexito. Esta idade poderia marcar o início do funcionamento da subducção associada ao desenvolvimento do arco magmático de Santa Quitéria. Várias idades U-Pb em zircões interpretadas como idade de cristalização de corpos plutônicos ligados ao funcionamento do arco mostram que ele permaneceu ativo até c.a. 630 Ma (Fetter 1999, Teixeira 2005), época em que se iniciou a colisão brasileira.

A *nappe* mais interna, correspondendo ao arco magmático (Complexo Tamboril-Santa Quitéria) apresenta uma idade de metamorfismo, baseada em datações de neossomas de migmatitos pelo método U-Pb em monazitas, de c.a. 615 Ma (Castro 2004). Esta *nappe* corresponde atualmente a

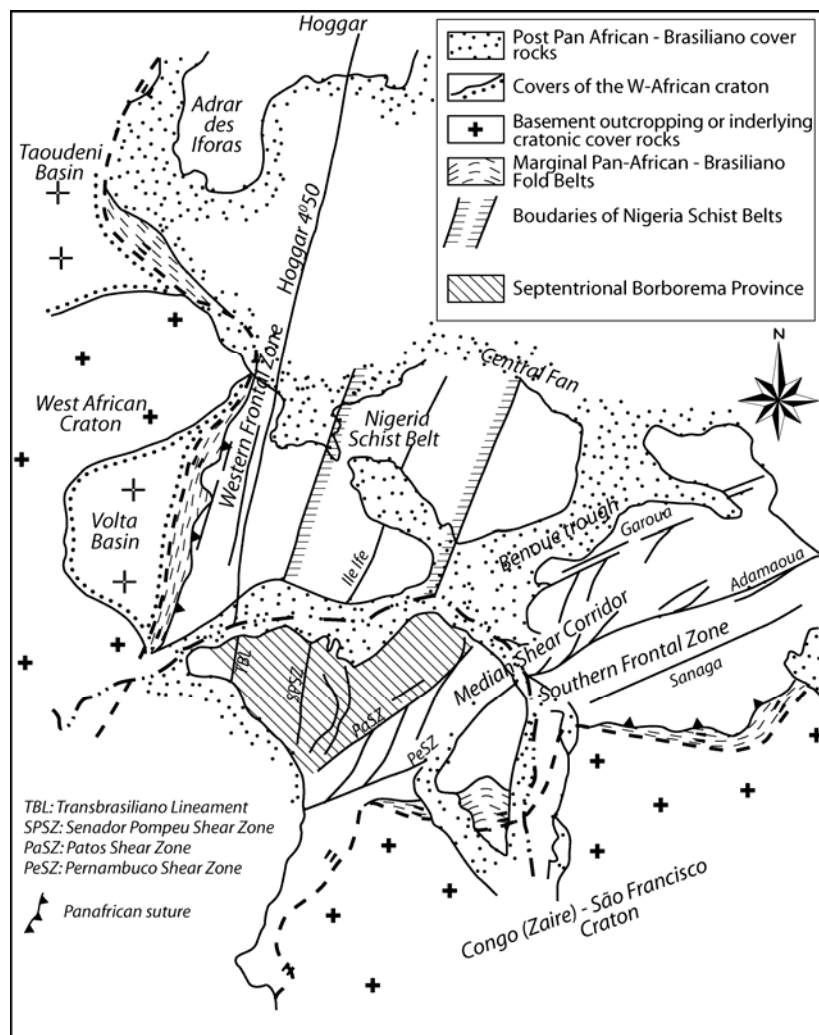


Figura 5.24: reconstituição de Gondwana Ocidental mostrando a posição da sutura panafricana (Trompette, 1994).

(Nogueira 2004), controlando a *mise en place* de granitos como, por exemplo, o batólito Rio Quixeramobim. É possível que algumas destas transcorrências reativem antigos lineamentos

uma imensa *klippe* coroando o edifício de *nappes* neoproterozóico.

As *nappes* do Complexo Ceará mostram um pico de metamorfismo um pouco mais recente: 605 Ma para as monazitas do neossoma de migmatito da Unidade Lázaro (Arthaud, não publicado). É provável que o início da exumação dessa unidade, caracterizado pelas paragêneses de alta pressão (prováveis retroeclogitos e *white schists*), seja um pouco mais antigo.

Mega transcorrências destras, decorrentes de um escape lateral ou de uma mudança na cinemática das placas (passagem de uma colisão frontal para uma colisão oblíqua) começaram a funcionar em torno de 590 Ma

(paleoproterozóicos ou arqueanos), mas não existem argumentos claros comprovando este fato.

No estado atual do nosso conhecimento, não foi identificada a sutura associada a esta colisão. Baseado nas reconstituições da Gondwana ocidental, é provável que ela deva ser localizada a poucas centenas de km a oeste do Lineamento Transbrasiliano, que corresponde, na Nigéria, aos lineamentos Kandi ou 4°50 (Figura 5.24). Neste caso, como sugerido por vários autores, a sutura estaria atualmente encoberta pelas rochas sedimentares da bacia do Parnaíba.

6. RECURSOS MINERAIS E CONTROLES DA MINERALIZAÇÃO

Os principais recursos minerais catalogados nas folhas em epígrafe podem ser agrupados em quatro classes de substâncias minerais: os minerais industriais, os minerais energéticos, os minerais metálicos, as pedras preciosas e semi-preciosas (tabela 3, anexa).

6.1 Pegmatitos

Considerações gerais

Os pegmatitos representam uma das principais fontes de recursos minerais com aplicação industrial na região nordeste do Brasil. São, portanto, importantes produtores de minerais de tântalo, nióbio, estanho, berílio e lítio e minerais industriais como feldspatos e micas. Tais jazimentos também são responsáveis por quase toda a produção de minerais gemológicos (“pedras preciosas”) nos Estados do Ceará, Rio Grande do Norte e Paraíba. Na Folha Quixeramobim dominam os minerais minérios associados aos pegmatitos (quartzo, feldspato, tungstênio, muscovita, lepidolita, ambligonita e pedras preciosas e semi-preciosas: rubelita, berilo, afrisita).

No contexto da porção setentrional da Província Borborema (PB), as regiões onde ocorrem expressivas concentrações de corpos pegmatíticos mineralizados podem ser individualizadas em “Sub-Províncias Pegmatíticas” (SPP), dentro das quais a do Ceará (SPPCE) vem sendo explorada desde a primeira guerra mundial.

Sousa (1985) divide a Sub-Província Pegmatítica do Ceará em dois grandes distritos: i- Distrito de Solonópole-Quixeramobim, englobando os municípios de Jaguaribe, Solonópole, Quixadá e Milhã; e ii- Distrito de Cristais-Russas, englobando os pegmatitos de Cascavel, Aracoíaba, Russas e Morada Nova. Além destes, existem distritos menores, pouco conhecidos cujos estudos de caráter geológico são inexistentes, tais como os distritos de Parambu, Icó e Itapiúna. Na Folha Quixeramobim os pegmatitos estão contidos no Distrito de Solonópole – Quixeramobim de Sousa (1985), aqui designado por Distrito Pegmatítico Solonópole – Banabuiú (DPSB), visto que a grande maioria dos corpos mineralizados de importância (mais de doze corpos) estão situadas nestes dois municípios.

Aspectos Geológicos do Distrito Pegmatítico de Solonópole – Banabuiú (DPSB)

Os corpos pegmatíticos do DPSB exibem nítidas relações de intrusão nos xistos, orto e paragneisses, migmatitos e granitos, em todo segmento crustal que compõe o Domínio Ceará Central (DDC). Entretanto, são mais frequentemente distribuídos nos xistos e gnaisses/migmatitos

do embasamento do que nos granitos. As zonas de cisalhamento de Senador Pompeu e Orós limitam tal distrito, exercendo uma forte influência na estruturação regional, deformando não só as rochas do embasamento ("terrenos paleoproterozóicos"), como também os batólitos graníticos Banabuiú e Nenelandia (Arthaud *et al*, 1988; Marques Jr, *et al*, 1988; Marques Jr, 1992; Marques Jr & Nogueira Neto, 1992).

Os granitos, nos quais os pegmatitos estão intrudidos, exibem uma foliação milonítica subvertical cuja direção varia de N5E até N15°E. Uma lineação de estiramento mineral é pouco freqüente, porém quando presente, mostra-se sub-horizontal ao longo do plano de foliação (Marques Jr, *et al*, 1988). Existe uma concordância em termos de atitudes entre feições fluidais nas zonas de menos deformadas, em geral nas porções mais interiores aos batólitos, e feições tectônicas nas regiões de maior deformação, mais exteriores aos corpos. Este comportamento pode evidenciar um sincronismo, pelo menos parcial entre as intrusões e o funcionamento das zonas de cisalhamento (Arthaud *et al*, 1988).

Quanto ao período de alojamento dos pegmatitos do DCC, Almeida *et al*. (1968), baseados em dados geocronológicos Rb-Sr e K-Ar em biotita e muscovita, consideram o intervalo entre 470 e 530 Ma como mais provável.

Controles das Mineralizações

Os corpos pegmatíticos do DPSB, em grande maioria, possuem forma tabular, entretanto disposições lenticulares elipsoidais são também encontradas. As dimensões são extremamente variáveis, desde centimétricos no comprimento e largura, até dimensões máximas de 150 m de comprimento e 30 m de largura. Apresentam orientações em seus comprimentos oblíquos a foliação regional, ou seja, entre N20E a N70E, cujos mergulhos são sub-verticais, à exceção do pegmatito de Várzea Grande com mergulho sub-horizontal. Alguns corpos menores podem apresentar direções preferenciais E-W.

A grande maioria dos pegmatitos ocorre preenchendo espaços gerados em fraturas e falhas, refletindo um caráter tardio rúptil ou rúptil - dúctil em relação aos elementos estruturais contidos nos diversos litotipos da área.

Os corpos pegmatíticos heterogêneos (Zonados) têm, via de regra como encaixantes, os metatexitos e/ou xistos componentes das associações supracrustais (Complexo Acopiara). Os pegmatitos homogêneos (Não Zonados) ou com zonas pouco pronunciadas, em geral estão intrudidos nos granitos presentes por toda a extensão estudada.

Os pegmatitos heterogêneos podem exibir zonamento incompleto, contudo quando presentes as zonas de borda (Zona - I) nunca ultrapassam 25 cm de espessura, a zona de parede (Zona - II) e a Zona - III atingem no máximo 5 m respectivamente. Os "bolsões de mineralizações", denominados por "zona de substituição metassomática" estão inseridos na Zona - III, ou nos limites desta última com o núcleo do corpo (Zona - IV), sob a forma lenticular, ou ainda em cavidades miarolíticas com dimensões centimétricas a métrica.

Os pegmatitos homogêneos possuem mineralogia (paragénese) simples, composta por quartzo + feldspato potássico + muscovita + afrisita ± granada. A textura em geral é uniforme ao longo do

corpo, contudo podem ser mineralizados em berilo e turmalina. Tais mineralizações são mais freqüentes nos pegmatitos que cortam as rochas do embasamento e supracrustais.

Alguns corpos com zonamento incipiente apresentam predomínio de textura aplítica em suas bordas e textura pegmatítica nas porções centrais, e por vezes estão mineralizados em turmalina, berilo, apatita e ambligonita.

Processos de substituição, envolvendo associações com albita, muscovita e lepidolita também podem ocorrer nos pegmatitos homogêneos (Marques Jr. *et al*, 1988; Marques Jr, 1992).

Os pegmatitos heterogêneos, exibem paragênese mineral bastante regular conforme as zonas presentes. Neste sentido são reconhecidas as seguintes associações: Zona I- quartzo + feldspato potássico (microclína + intercrescimento gráfico) + muscovita + afrisita ± albita (plagioclásio); Zona II- quartzo + feldspato potássico (microclína + intercrescimento gráfico) + muscovita + albita ± turmalina (rubelita-verde-azul-bicolor) ± berilo ± biotita ± lepidolita ± espodumênio ± granada; Zona III e Zona de Substituição (ZS) - albita + quartzo + muscovita + feldspato potássico ± biotita ± apatita ± ambligonita (fosfatos) ± berilo ± turmalinas ± columbita-tantalita ± cassiterita ± água marinha (ZS) ± lepidolita (ZS) ± clevelandita (ZS) ± turmalinas gemológicas (ZS) ± fosfatos (ZS); Zona IV – quartzo ± espodumênio ± muscovita ± lepidolita.

O DPSB corresponde ao distrito com maior concentração em pegmatitos de mineralizações económicas. O conjunto das associações minerais registradas neste distrito, permite fazer um zoneamento metalogenética segundo a direção norte-sul (Marques Jr., 1992), da seguinte maneira: os pegmatitos da região de Jaguaribe, a sul do DPSB, são mineralizados em cassiterita e tantalita/columbita; na região de Solonópole porção sul e central do DPSB, os pegmatitos são lítio-berilo-tanalíferos e lítio-berilo-estaníferos; em Quixeramobim a centro-oeste, os corpos são mais berilíferos e correspondem a grandes produtores de pedras coradas, principalmente, água-marinha e turmalina, por fim, em Banabuiú a norte, são mineralizados em berilos industriais e turmalinas gemológicas.

Principais Recursos Minerais

Atualmente, este distrito continua produzindo economicamente, minerais gemológicos, quartzo, columbita/tantalita, mica, ambligonita e feldspatos para a indústria cerâmica.

Quartzo

O quartzo corresponde ao mineral mais abundante nos jazimentos pegmatíticos, ocorrendo sob hábitos e cores variadas, em todas as zonas dos corpos. O tipo mais comum na área estudada é representado pelo quartzo leitoso.

A pequena produção de quartzo do Estado do Ceará é proveniente em sua quase totalidade do DPSB, e direcionada para a produção de ferroligas da indústria metalúrgica Libra do Brasil S/A, situada no município de Banabuiú (Vidal & Nogueira Neto, 2005).

Feldspatos

O DPSB representa a maior fonte de feldspatos do Ceará, cujos pegmatitos produtores estão distribuídos em centenas de corpos encontrados nos municípios de Quixeramobim, Quixadá,

Banabuiú e Solonópole. Dada a frequente associação entre feldspato (albita e microclina) com micas, berilos, columbita-tantalita, espodumênio, ambligonita e gemas, aqueles primeiros são retirados como subproduto da exploração destes últimos. A produção está voltada à indústria cerâmica (Vidal & Nogueira Neto, 2005). A tabela 6.a apresenta os principais resultados de análise química mineral obtida nestes feldspatos.

Tabela 6.a: Química Mineral de Feldspatos dos Pegmatitos Alto dos Tonhos e Mina Velha – Berilândia – DPSB.

Mineral Óxido (%)	Albita ⁽¹⁾	Albita ⁽²⁾	Feldspato Potássico ⁽³⁾	Feldspato Potássico ⁽³⁾
SiO ₂	67,20	66,80	64,60	64,90
TiO ₂	0,05	0,05	0,05	0,05
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,01	0,01
Al ₂ O ₃	10,70	20,10	19,10	19,20
Fe ₂ O ₃	0,10	0,10	0,10	0,10
FeO	0,42	0,42	0,56	0,42
NiO	0,01	0,01	0,01	0,01
MnO	0,01	0,02	0,01	0,01
MgO	0,10	0,10	0,10	0,10
BaO	0,006	0,01	0,008	0,074
CaO	0,81	0,28	0,05	0,05
Na ₂ O	10,80	11,00	2,50	2,60
K ₂ O	0,38	0,48	12,40	12,20
P ₂ O ₅	0,12	0,14	0,05	0,05
CO ₂	0,01	0,10	0,10	0,10
H ₂ O ⁺	0,13	0,31	0,16	0,28
H ₂ O ⁻	0,21	0,25	0,12	0,06
Total	100,06	100,18	99,92	100,21

(1) Zona I, Pegmatito Alto dos Tonhos; (2) Zona III, Pegmatito Alto dos Tonhos;

(3) Zona I, Pegmatito Mina Velha; (4) Zona III, Pegmatito Mina Velha (Marques Jr., 1992)

Muscovita

As principais reservas exploradas de muscovita estão associadas aos corpos pegmatíticos de Solonópole (DPSB) e aos do Distrito Pegmatítico de Cristais-Russas (DPCR). Os pegmatitos aproveitados para lavra de muscovita são aqueles heterogêneos com zonamento concêntrico bem delineado, e nestes, a Zona II é preferencialmente explorada.

No Ceará a exploração econômica de muscovita é voltada para processos industriais, os quais visam a geração de componentes isolantes aplicados a equipamentos elétricos e eletrônicos.

Tabela 6.b: Química Mineral de Muscovitas do Pegmatito Várzea Torta – Solonópole – DPSB.

Mineral Óxido (%)	Muscovita ⁽¹⁾	Muscovita ⁽²⁾
SiO ₂	46,399	46,035
TiO ₂	0,354	0,303
Al ₂ O ₃	31,015	30,739
FeO	3,257	3,366
MnO	0,136	0,244
MgO	1,382	1,591
BaO	0,329	0,002
CaO	0,00	0,00
Na ₂ O	0,342	0,526
K ₂ O	10,986	10,724
F	2,682	2,977
Cl	0,002	0,00
Total	96,883	96,507

(1)e (2) Zona I, Zona de Borda Externa (Leal Neto, 2004)

Amblygonita

A amblygonita no DPSB corresponde ao minério de Lítio mais importante, em geral encontrada na Zona III em contacto com feldspato potássico, ou distribuída na Zona de Substituição associada a microclína, albita, outros fosfatos, turmalina além de columbita-tantalita. Conforme dados fornecidos pelos compradores, a produção mensal deste mineral no âmbito do DPSB pode atingir 10 toneladas (Vidal & Nogueira Neto, 2005).

Tabela 6.c: Química Mineral de Amblygonitas dos Pegmatitos de Algodões I e III – Solonópole - DPSB.

Mineral Óxido (%)	Amblygonita⁽¹⁾	Amblygonita⁽²⁾	Amblygonita⁽³⁾
Al ₂ O ₃	32,80	36,40	42,10
MgO	0,24	0,16	0,24
CaO	1,09	0,55	0,53
Na ₂ O	0,63	1,14	-
P ₂ O ₅	48,18	49,27	39,64
LiO ₂	8,14	8,56	8,14
Total	90,45	96,08	90,65

Zona III, Pegmatito Algodões I; (2) e (3) Zona III, Pegmatito Algodões III (Sousa et al., 1985)

Tabela 6.d: Química Mineral de Espodumênios do Pegmatito de Algodões I – Solonópole - DPSB.

Mineral Óxido (%)	Espodumênio	Espodumênio
SiO ₂	52,20	64,90
Al ₂ O ₃	26,37	22,58
Fe ₂ O ₃	0,06	0,09
Na ₂ O	0,97	0,79
Li ₂ O	6,70	6,59
P ₂ O ₅	0,14	0,13
Total	86,44	95,08

(Sousa et al, 1985)

Espodumênio

O espodumênio ocorre associado ao feldspato potássico e quartzo, nas Zonas II e IV, apresenta habito prismático tabular, de cor branca. O conteúdo em LiO₂ varia entre 6,59 a 7,33 % (Tabela 6.d). Exibem elevado grau de alteração, e são mais frequentemente encontrados nos corpos próximos a Solonópole (Vidal & Nogueira Neto, 2005).

Tantalita-Columbita

As Zonas de Substituição são os sítios preferências de ocorrência da tantalita-columbita, dentro das quais constituem cristais discóides de 1 a 2 mm inclusos nos feldspatos. São também encontrados em grãos maciços de 1 a 2 cm de diâmetro.

A produção de tantalita-columbita que engloba o DPSB, é estimada em 600 kg por mês (Vidal & Nogueira Neto, 2005).

Berilo

O berilo em grande parte ocorre em cristais prismáticos hexagonais de cor azul esverdeada, que podem atingir até 10 cm de comprimento. São encontrados sobretudo nas Zonas II e III,

associados às Zonas de Substituição, ou incrustados em quartzo e feldspatos. As análises químicas revelam uma variação do conteúdo de BaO entre 10,20 e 13,30 de percentagem em peso do óxido (Vidal & Nogueira Neto, 2005).

Tabela 6.e: Química Mineral de Berilos dos Pegmatitos de Americano e Peba – Solonópole - DPSB.

Mineral Óxido (%)	Berilo ⁽¹⁾	Berilo ⁽²⁾	Berilo ⁽³⁾
SiO ₂	59,70	60,04	62,72
Al ₂ O ₃	25,50	26,50	22,60
Na ₂ O	0,24	0,38	0,55
K ₂ O	0,08	0,12	0,20
LiO ₂	0,11	0,17	0,34
BeO	11,84	10,20	13,30
Total	97,47	97,41	99,71

Pegmatito Americano; (2) e (3) Pegmatito Peba (Sousa et al, 1985)

Turmalina

As turmalinas estão presentes em diversas zonas dos pegmatitos do DPSB, assim o contacto entre corpos Zona I (externa) e as encaixantes (gnaisse e xistos) é sempre marcado por um forte processo turmalinização, gerando cristais prismáticos de afrisita que podem atingir até 15 cm de comprimento. Nas Zonas II e III, associadas a quartzo e feldspatos, assim como nas Zonas de Substituição, cristais prismáticos com excelente qualidade gemológica podem ser encontrados em suas variedades róseo (rubelita), verde, azul e bicolor. A tabela abaixo apresenta análises químicas de turmalinas verdes e azuis de qualidade gemológica

Tabela 6.f: Química Mineral de Turmalinas do Pegmatito Bom Jesus – Solonópole - DPSB.

Mineral Óxido (%)	Turmalina ⁽¹⁾	Turmalina ⁽²⁾	Turmalina ⁽³⁾	Turmalina ⁽⁴⁾
SiO ₂	35.960	35.960	36.399	36.174
TiO ₂	0.014	0.014	0.149	0.043
Al ₂ O ₃	36.431	36.431	37.849	38.459
FeO	6.290	6.290	5.259	3.790
MnO	0.365	0.365	0.415	0.434
MgO	0.000	0.000	0.195	0.051
CaO	0.116	0.116	0.171	0.433
Na ₂ O	2.523	2.523	2.291	2.272
K ₂ O	0.036	0.036	0.033	0.011
TOTAL	81.735	81.735	82.761	81.667

e (2) Zona III + Zona de Substituição, Turmalinas Azuis; (3) e (4) Zona III + Zona de Substituição, Turmalinas Verdes (Marques Jr. et al, 2003).

Reservas

A maior parte dos corpos pegmatíticos tem sido explorada de maneira rudimentar há décadas, seja por garimpeiros seja por pequenas empresas de mineração visando principalmente as pedras preciosas e semi-preciosas. O resultado desse processo de extração rudimentar é a ocorrência de um conjunto de cavas, túneis e galerias abertas de maneira irregular, muitos dos quais encontrando-se atualmente desativados. Assim, as reservas dos pegmatitos do DPSB apresentadas a seguir, demonstram baixo grau de confiabilidade em decorrência da ausência de estudos

prospectivos e exploratórios pormenorizados no referido distrito (Vidal & Nogueira Neto, 2005). Os dados apresentados correspondem aos planos de pesquisa aprovados pelo DNPM até o ano de 2004. Neste sentido as reservas medidas de feldspatos, ambligonita, lepidolita, micas (muscovitas), quartzo, berilo e tantalita somadas não ultrapassam 529.400 toneladas.

Tabela 6.g: Reservas de Minerais da Aplicações Industriais do Distrito Pegmatítico de Solonópole – Banabuiú.

Substância	Reservas Medidas (t)	Reservas Indicadas (t)	Teores Médios
Feldspato	38.906	25.191	-
Ambligonita	57	14	8,8% de Li ₂ O
Lepidolita	1.707	2.716	1,5% de Li ₂ O
Mica	1.893	2.568	-
Quartzo	1.229	1.124	-
Berilo	26.128	21.361	10,9% de BeO
Lítio	93.519	68.124	-
Tantalita	365.961	542.426	-

(DNPM/CE - dados actualizados até 2004, In : Vidal & Nogueira Neto, 2005).

Classificação e Gênese dos Pegmatitos do DPSB

Os modelos classificatórios e genéticos de pegmatitos são motivos de controvérsia entre os variados pesquisadores do assunto. Entretanto uma das classificações mais aceita corresponde à síntese proposta por Cerný (1991), Cerny & Ercit (2005), na qual são definidas quatro classes de pegmatitos, cada uma das classes registra uma associação de elementos característico, refletida pelas distintas paragêneses minerais, ambiente metamórfico, relação com corpos granitos circundantes e feições estruturais distintas, são elas: i- Classe Abissal; ii- Classe de Pegmatitos Portadores de Muscovita; iii- Classe de Elementos raros; e iv- Classe Miarolítica. A classe dos pegmatitos portadores de elementos raros pode ser divididos em duas famílias, LCT e NYF, pela tendência em concentrar elementos alcalinos raros e tântalo (Li, Cs, Ta) e em nióbio, ítrio mais terras raras e flúor (Nb, Y, F). Os LCT em geral estão associados a granitos do tipo S, sub a peraluminosos, sin a tardi-orogênicos, por outro lado os NYF estão relacionados ao fracionamento de granitos do tipo A, sub a metaluminosos, pós-orogênicos a anorogênicos. A classe miarolítica fica restrita ao NYF, cujos granitos progenitores são do tipo A e I.

Devido à abundância em muscovitas e feldspatos ao longo de praticamente todas as zonas dos corpos pegmatitos, diversos autores (Cerný & Burt, 1984; Correia Neves, 1985; Marciano *et al*, 1992; Silva, 1993; Gandini *et al.*, 1999) utilizam as assinaturas geoquímicas dos elementos principais e traços presentes nestes minerais como parâmetros indicadores da classificação e potencial metalogenético dos respectivos corpos. Assim para efeito classificatório e indicações genéticas, foram realizadas análises de química mineral em muscovitas pertencentes à Zona II de pegmatitos situados em Milhã, Solonópole, Berilândia e Banabuiú dentro dos limites do DPSB.

Os dados obtido das muscovitas exibem para as razões K/Rb , K/Cs, Rb/Cs , Li/Cs e Rb/Sr valores que variam respectivamente entre 29 - 68, 236 - 15.701, 6 - 230, 5 - 71 e 87 - 336. Considerando o posicionamento das diversas amostras demonstrado no diagrama K/Cs X Na₂O, a grande maioria esta posicionada no campo dos pegmatitos portadores de muscovita, embora

seja sugestivo uma tendência envolvendo os pegmatitos com e sem Cs. Por outro lado, as relações K/Rb X Be mostram um comportamento nítido das amostras para os pegmatitos portadores de muscovita. As razões K/Rb X Cs indicam novamente uma tendência contínua entre os pegmatitos portadores de muscovita e aqueles de elementos raros. Relativo às razões K/Rb X Ti e K/Rb X Li, embora exista uma dispersão das amostras naquele primeiro diagrama, a maioria das amostras situa-se no campo dos pegmatitos portadores de muscovita e elementos raros Tipo Moçambique (MOZ).

Assim tais dados parecem refletir um comportamento transitório entre as classes dos pegmatitos portadores de muscovitas e a de elementos raros LCT, visto os elevados valores em Li, assim como os de F, B e P. Neste sentido Leal Neto (2004) demonstra uma tendência ao LCT no pegmatito Várzea Torta, próximo a Solonópole, e sua associação aos granitos de anatexia próximos.

No que se refere a gênese dos pegmatitos do DPSB, dados geoquímicos das relações Rb-Ba-Sr ($Rb/Sr \sim 0,1 - 4,5$) nos granitos sugerem que os pegmatitos não pertença aos termos graníticos mais diferenciados, os quais são potencialmente geradores de pegmatitos mineralizados em elementos raros (Marques Jr., 1992; Marques Jr. & Nogueira Neto, 1992). Valores relativos aos mesmos elementos acima mencionados, adicionados àqueles característicos do sistema LCT, indicam uma relação entre granitos de anatexia e corpos pegmatíticos na área abrangida pelo pegmatito Várzea Torta (Leal Neto, 2004).

6.2 Minerais Industriais

O segundo bem mineral importante nesta região corresponde aos minerais industriais, representados principalmente pelos mármore e muito subordinadamente, amianto.

A análise petrográfica e geoquímica detalhada desses mármore encontra-se no capítulo *Petrografia e Geoquímica*.

Mármore

Folha Quixeramobim

São cerca de treze ocorrências de corpos lenticulares de mármore, encaixados em biotita gnaisses as vezes com delgadas intercalações de quartzito micáceo. Análises químicas em algumas das lentes indicam teores de MgO e CaO variando de 17,39 a 20,48 % e 30,87 a 33,31%, respectivamente.

Denominação	MgO (%)	MgO/CaO
Calcário calcítico	0,0-1,1	0,00-0,02
Calcário magnesiano	1,1-4,3	0,02 -0,08
Calcário dolomítico	4,3 - 10,5	0,08 - 0,25
Dolomito calcítico	10,51 - 19,1	0,25 - 0,56
Dolomito	19,1 - 22,0	0,56 - 0,72

Isso permite identificá-los como mármore dolomíticos calcíticos ou mesmo mármore dolomíticos, segundo a classificação de Pettijohn (1975), abaixo. Os outros elementos, à exceção do SiO₂ que mostra teores oscilando entre 0,31 e 22,27% (valor médio 7,09%), apresentam teores baixos: Al₂O₃ (<1%), TiO₂ (< 0,1%), Fe₂O₃ (<1.1%), MnO (<0.15), Na₂O (<0.1%), K₂O (<0.2%) e P₂O₅

(0,00%). A fraca correlação entre SiO_2 e Al_2O_3 (Fator $r= 0.07$) indica que a sílica está presente mais sob forma de sílica livre e não combinada. Ao plotar estes elementos no diagrama ternário Insolúveis ($\text{SiO}_2\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{-Al}_2\text{O}_3$) – MgO – CaO de Odriscoll 1988 (in Brandão & Schobbenhaus 1997), observa-se que as amostras analisadas se distribuem no campo de rochas próprias para agricultura (Figura 6.1).

Folha Boa Viagem

Os mármorees analisados apresentam teores de MgO e CaO variando de 20,16 a 21,20% e 31,85 a 36,47%, respectivamente, enquadrando-se no campo dos mármorees dolomíticos. SiO_2 varia de 1,31 a 6,61%, enquanto os demais elementos apresentam valores baixos: Al_2O_3 ($\leq 0,23\%$), Fe_2O_3 ($\leq 0,69\%$), Na_2O ($\leq 0,02\%$), K_2O ($\leq 0,08\%$), P_2O_5 ($\leq 0,01$), MnO ($\leq 0,06\%$) e TiO_2 ($< 0,01$).

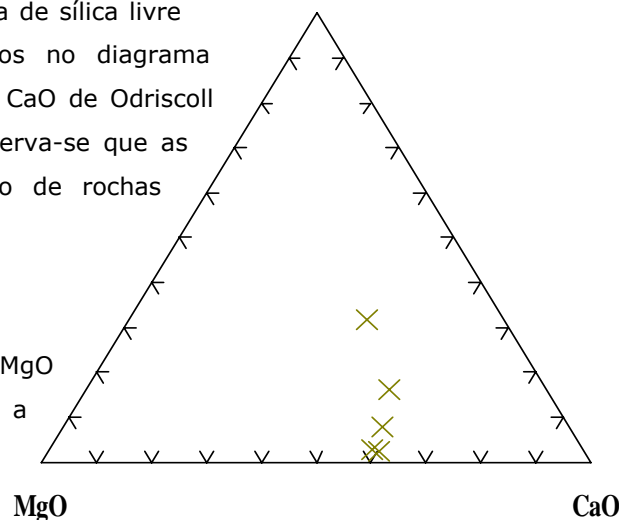


Figura 6.1: Diagrama ternário Insolúveis ($\text{SiO}_2\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{-Al}_2\text{O}_3$) – MgO – CaO.

No diagrama ternário Insolúveis ($\text{SiO}_2\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{-Al}_2\text{O}_3$) – MgO – CaO , as amostras analisadas se distribuem no campo de rochas adequadas para agricultura (Figura 6.2).

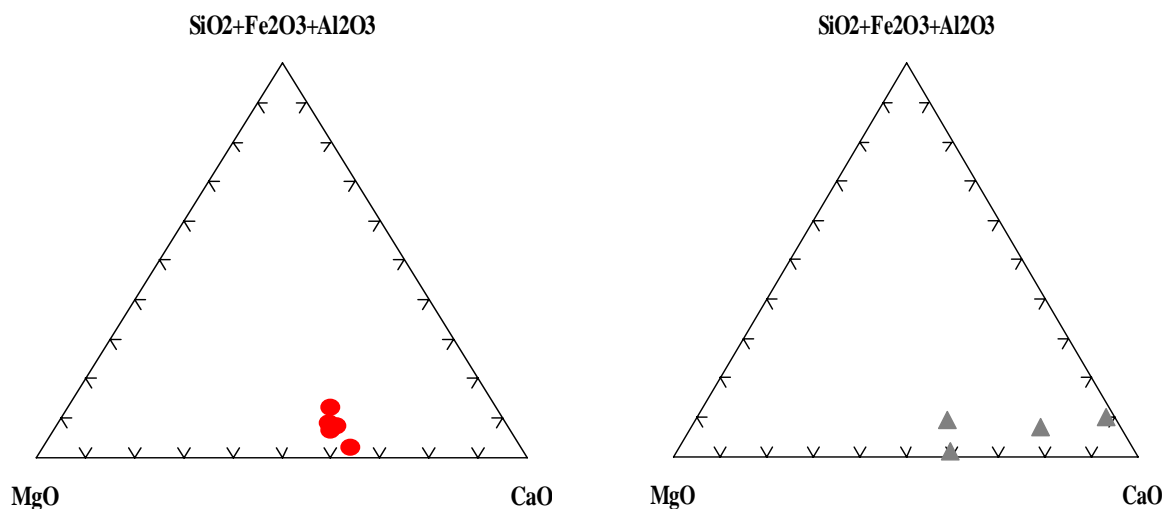


Figura 6.2: Diagrama ternário Insolúveis ($\text{SiO}_2\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{-Al}_2\text{O}_3$) – MgO – CaO.

Folha Itatira

Tem-se registrado cerca de 30 ocorrências de lentes de calcários (mármorees) em meio às rochas metassedimentares (sillimanita-granada-biotita gnaisses, em parte migmatizadas) agrupadas sob diferentes denominações (Grupo Itatira, Grupo Ceará, Grupo Independência). Tais mármorees apresentam granulação fina a média, por vezes, grossa, cor cinza clara a esbranquiçada. Algumas dessas lentes foram analisadas neste trabalho, revelando teores de MgO e CaO oscilando entre 1,04 e 21,63% e 30,91 e 52,11%, respectivamente, o que permite classificá-las em mármorees

calcínicos e mármore dolomíticos. Os outros elementos apresentam os seguintes valores: SiO₂ (<4,4%), TiO₂ (<0,06%), Al₂O₃ (<1%), Fe₂O₃ (<2.5%), MnO (<0.02%), Na₂O (<0.3%), K₂O (<0,44%) e P₂O₅ (0,02-0,12%). No diagrama ternário Insolúveis (SiO₂-Fe₂O₃-Al₂O₃) – MgO - CaO, observa-se que as amostras analisadas se distribuem no campo de rochas adequadas para agricultura e para fabricação de cimento (Figura 6.3).

No geral, pode-se dizer que à exceção de algumas amostras da Folha Itatira que se distribuem no campo dos mármore calcínicos, as demais amostras são todas de mármore dolomíticos. A tabela 6.h apresenta as principais aplicações industriais dos mármore calcínicos.

Tabela 6.h: Uso industriais dos calcários e/ou mármore calcínicos (Fonte: SEDEC/Governo do Estado do Rio Grande do Norte).

Produto	Teor Máximo (%)							Teor Mínimo (%)	P.F.
	MgO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	P ₂ O ₅	SO ₃	K ₂ O+Na ₂ O	CaO	
Cimento Portland ¹	<5	13,0		7	0.37	1.7	<0.6	42	Nd
Cimento branco ²	4.5	13	Nd	0.001	0.37	Nd	0.45	42	Nd
Brita Siderúrgica ³	2.5	6		2.5	0.01-1.5	1.25	0.03	50	43
Cal calcítica ⁴	1.4	1.0-2.0	1	0.5	Nd	Nd	0.12	50	43
Cerâmica branca ⁵	1.5	2	Nd	0.3	Nd	0.1	Nd	53	42
Refino de açúcar ⁶	1.7	1.7	0	5	Nd	Nd	Nd	48	Nd
Indústria de papel ⁷	1.5	Nd	1	7	Nd	Nd	Nd	51.8	Nd
Vidros especiais ⁸	0.8	1.5-2.0	0.25	0.02	Nd	Nd	Nd	53	42
Vidros comuns ⁹	3	3.0-6.0	2	0.5	Nd	Nd	Nd	50	30
Indústria têxtil ¹⁰	1.7-3.0	1.4	1	4	Nd	Nd	Nd	52	42
Ração animal ¹¹	1.5	Nd	Nd	Nd	Nd	Nd	Nd	50	41

Observações : ²Padrões variáveis ³Varição conforme processo siderúrgico ⁴Padrão (USA) ⁵ASTM (USA) ⁶Padrões variáveis.

⁷USBS(USA) ⁸Sta. Marina (SP) ⁹CIV (Recife-Pe) ¹⁰Sob forma de cal: se RI≤2.5 ¹¹80% < 325 mesh.

Amianto

Folha Quixeramobim

Existem três ocorrências consideradas de menor importância por Costa Roberto et al. (2000), sendo registradas nas localidades de Boqueirão e Fazenda São Bento, associadas às rochas ultramáficas de idade indefinida (e.g. Campos et al. 1976). Ocorrem também dois registros de rochas graníticas ornamentais (Faz. Salva Vidas e Faz. Govea).

Folha Boa Viagem

Existem duas ocorrências de amianto associadas a pequenos corpos de rochas ultramáficas próximas a zonas de cisalhamento.

6.3 Minerais metálicos

Minério de Ferro e Manganês

Folha Quixeramobim

É representado, sobretudo, por uma ocorrência de minério situado na fazenda Miguel Rodrigues. Esta ocorrência sustenta uma colina alongada de direção NE-SW, com cerca de 500m de comprimento e 100m de largura. Segundo Costa Roberto et al. (2000), corresponde um quartzito ferrífero (itabirito) caracterizado pela alternância de leitos milimétricos de hematita e/ou magnetita com leitos de “quartzo vítreo”. Dados de análises química de uma amostra revelaram teores de 37,4 % de Fe. Não obstante ser ocorrência, a sua presença se reveste de extrema importância paleogeográfica e metalogenética. Nesse sentido, pode tratar-se de formações ferríferas bandadas. Considerando que se encontra em um contexto de rocha supracrustais neoproterozóicas (Complexo Ceará), é possível classificá-la como do tipo Raptan, senão, do tipo Lago Superior, a menos provável. Pode-se pensar também na possibilidade de tratar-se de formações ferríferas bandadas associadas a rochas metavulcânicas ainda não registradas na região.

Folhas Boa Viagem e Quixeramobim

Formações bandadas - descrição meso e microscópica

A principal ocorrência de formação ferrífera bandada (BIF) mapeada ocorre na porção central da Folha Boa Viagem, como uma faixa aflorante de cerca de 80 metros de largura por pouco mais de 800 metros de extensão encaixada em uma seqüência de rochas paraderivadas incluindo gnaisses claros a muscovita e biotita (PRANCHA I, Fotos 1 a 4) e, secundariamente, rochas calcissilicáticas. A foliação tectono-metamórfica nas BIFs é definida por um bandamento de espessura milimétrica intercalando bandas mono e poliminerálicas, contendo proporções variadas de quartzo, magnetita e anfibólios. A atitude da foliação no local é norte-sul, sub-vertical, mergulhando ora para leste ora para oeste, concordante com o *trend* regional. Geomorfologicamente, a ocorrência de ferro destaca-se na topografia local formando pequena morraria alongada norte-sul, onde o topo é sustentado por rocha *in situ* e as encostas contêm blocos e fragmentos angulosos resultantes da desagregação e intemperismo das formações ferríferas (PRANCHA I - Fotos 1 e 2).

Em amostra de mão a rocha é densa, tem coloração cinza escura e é constituída de quartzo, opacos e anfibólios. Em lâmina a textura varia de granoblástica média a fina, a microbandada. Os cristais de quartzo são subeudrais a anedrais, por vezes lenticulares, com extinção ondulante, mostrando contatos poligonais, serrilhados ou retos com opacos e anfibólios orientados (PRANCHA II - Fotos 1, 2 e 4). Os anfibólios são da série *cumingtonita-grunerita*, via de regra em cristais geminados mostrando grau avançado de alteração para oxí-hidróxidos de ferro (PRANCHA II - Fotos 1 e 2). Os opacos são representados principalmente pela hematita, grande parte pseudomórfica da magnetita e mais raramente por goethita (PRANCHA II - Fotos 3, 4, 5 e 6). Além de quartzo e minerais de ferro ocorrem, ainda, traços de actinolita, biotita e epidoto.

Na folha Quixeramobim as ocorrências de ferro são menos expressivas, em faixas métricas a decamétricas, intercaladas em meio aos gnaisses do Complexo Cruzeta (PRANCHA III - Foto 1).

As ocorrências estudadas localizam-se à margem de estrada carroçal próximo a localidade de Pirabibu, formando colinas e pequenas ondulações no relevo que pouco destacam-se da morfologia local.

Em amostra de mão a rocha é densa, tem coloração cinza escura e é constituída de bandas milimétricas contendo quartzo, opacos e anfibólio. Microscopicamente, apresenta estrutura bandada e milonítica com mineralogia essencial representada por quartzo (~40%), anfibólio (~30%) e hematita (~30%) (PRANCHA III - Fotos 3, 4, 5 e 6; PRANCHA IV - Fotos 1 e 2). Como minerais secundários e acessórios e observa-se goethita, actinolita e raros cristais de apatita.

As bandas são constituídas de quartzo recristalizado/fitado +-hematita+-anfibólio e hematita +-anfibólio +- quartzo em proporções aproximadamente iguais (PRANCHA III - Fotos 2, 3, 4 e 5; PRANCHA IV - Fotos 1 e 2).

O anfibólio é da série cummingtonita-grunerita, ocorrendo em cristais quase sempre geminados, comumente na forma de porfiroclastos imersos em matriz fina de quartzo recristalizado/fitado configurando uma textura milonítica (PRANCHA III - Fotos 3, 4, 5 e 6). Ao longo das fraturas é possível observar a alteração para oxi-hidróxidos de ferro em seções delgadas e polidas (PRANCHA III - Foto 6 e PRANCHA IV - Foto 2).

A grünerita representa um mineral comum, amplamente descrito em formações ferríferas bandadas de fácies silicato metamorfizadas, e diagnóstica de assembléias que atingiram médio grau metamórfico, variando da isógrada da biotita a da estauroлита/cianita (Klein, 1983)

Os óxidos de ferro são representados essencialmente por hematita pseudomórfica da magnetita. Apesar da intensa deformação ter obliterado a forma cúbica dos cristais de magnetita, a observação de seções polidas permitiu reconhecer relictos isotrópicos de magnetita de cor castanho-rosada em luz refletida, incluso nos cristais lenticulares de hematita, formando localmente uma textura "em treliça" caracteristicamente desenvolvida durante o processo de martitização da magnetita (PRANCHA IV - Fotos 1 a 4).

A presença de cristais tabulares de magnetita em zonas de cisalhamento dúcteis, mostrando estágio avançado de martitização (PRANCHA IV - Fotos 1, 2 e 3), representa forte indício de formação de hematita a partir da magnetita através da mobilização de fluidos em condições metamórficas.

Não foram percebidas, nas amostras analisadas, evidências de fases minerais precursoras da magnetita. Os cristais não contêm restos de carbonatos, hematita ou sinais de sobrecrescimento de grãos a partir de uma fase mais antiga de magnetita.

Goethita ocorre secundariamente preenchendo cavidades deixadas pela dissolução de silicatos. As pontuações avermelhadas que ocorrem, também no interior das cavidades, sugerem a existência de fases criptocristalinas, supergênicas de material argilomórfico rico em ferro e alumínio (PRANCHA IV - Foto 5).

Protominérios e minérios de manganês

A ocorrência mais expressiva de manganês localiza-se a sul da Folha Boa Viagem, próximo à localidade de Açude. A alteração supergênica de protominérios metamórficos silicáticos de manganês representados por gonditos e gnaisses bandados calcissiliáticos geraram minérios de manganês de baixo teor, a partir de granadas (espessartita) e anfibólios manganésíferos. Localmente, os minérios ocorrem como faixas métricas a decamétricas encaixadas nos gnaisses do Complexo Cruzeta, configurando morrote orientado norte-sul que destaca-se na topografia local. A extensão total da morraria é de 1 km, com largura aproximada de 300m. Os protominérios e minérios de manganês estudados apresentam aspecto bandado, intercalando bandas ricas em quartzo, com bandas contendo silicatos de manganês (espessartita + Mn cumingtonita). Não foram encontradas em superfície amostras de minérios maciços de alto teor; e os blocos e minérios aflorantes contém grande quantidade de remobilizados de quartzo (PRANCHA IV – Foto 6; PRANCHA V – Foto 1) e alternância de bandas manganésíferas com bandas quartzosas.

Microscopicamente, os protominérios manganésíferos apresentam uma textura granoblástica, em mosaico de granada em relação ao quartzo, algumas vezes fortemente orientada, formando bandas ou níveis com maior concentração de granadas intercalados com níveis mais ricos em quartzo (PRANCHA V – Fotos 2, 3 e 5). Nos níveis granatíferos ocorrem anfibólios alterados, provavelmente Mn-cumingtonita (PRANCHA V – Fotos 3, 4 e 5). Ao longo de fraturas e clivagens dos anfibólios observa-se a alteração para oxi-hidróxidos de manganês (PRANCHA V – Foto 4).

Em função das características petrográficas e, considerando o resultado da análise química de apenas uma amostra (PRC 1773A), podem-se classificar os protominérios estudados como essencialmente silicáticos ou “gonditos”. Entretanto, os teores de CaO registrados na amostra não descartam a existência de assembléias mistas óxido-silicáticas e carbonato-silicáticas no contexto da faixa estudada.

Em linhas gerais, o termo “gondito” pode ser empregado aos protominérios estudados, conforme definição original de Fermor (1909), utilizada para descrever os sedimentos manganésíferos impuros metamorfizados, constituídos essencialmente de quartzo e espessartita, com ou sem outros silicatos manganésíferos, que ocorriam nos depósitos do cinturão Madya Pradesh-Maharashtra na Índia.

Outras ocorrências menos expressivas, sem interesse econômico, ocorrem a sul da Folha de Boa Viagem entre as cidades de Pedra Branca e Cruzeta. Correspondem a manchas e impregnações de manganês associadas a alteração de rochas metavulcânicas básicas do Complexo Cruzeta (PRANCHA V – Foto 6).

Geoquímica dos elementos maiores, menores e terras raras

- Elementos Maiores

A tabela 6.i mostra os resultados das análises químicas para os óxidos maiores de seis amostras de formações ferríferas bandadas e uma de gondito localizadas nas Folhas Quixeramobim e Boa Viagem. A partir desses dados observa-se que a composição química total das formações ferríferas

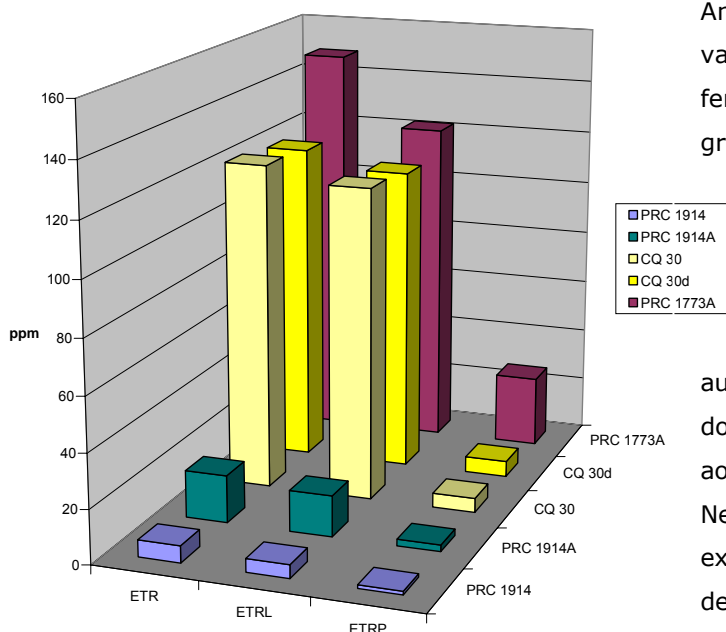
é relativamente simples, com SiO_2 e Fe_2O_3 representando mais de 96% de sua composição total. Os teores dos demais óxidos são pouco variáveis e extremamente baixos.

Algumas diferenças podem ser observadas, quando se compara as formações ferríferas da folha Quixeramobim (CQ 30, CQ30a e CQ30d) com as de Boa Viagem (PRC 1914, PRC1914A e PRC 1914C). Os teores de MgO, CaO, MnO e P_2O_5 são maiores para as BIFs de Quixeramobim em relação as de Boa Viagem. Somente os teores de Al_2O_3 são maiores para as BIFs de Boa Viagem quando comparadas às de Quixeramobim.

Independente destas diferenças, as formações ferríferas estudadas podem ser comparadas geoquimicamente com BIFs do fácies óxido-silicato metamorfizadas e, mineralogicamente, aos itabiritos anfibolíticos reconhecidos na região do Quadrilátero Ferrífero.

- **Elementos de Terras-Raras**

Com exceção de duas amostras de BIFs de Boa Viagem (PRC 1914 e PRC 1914A) os teores absolutos dos ETR, são muito altos quando comparados as diversas formações ferríferas pré-cambrianas, com a somatória total variando entre 119,37 e 189,44 (Figura 6.4 e Tabela 6.j).



Analisando-se os dados químicos e os variogramas de ETR das formações ferríferas estudadas pode-se separar, a grosso modo, dois grupos.

O primeiro grupo inclui os BIFs de Quixeramobim, com somatórios totais de ETR muito altos (121,65 e 119,37) e caracterizado pelo aumento gradativo do fracionamento dos ETR, do Lantânio (La) em direção ao Lutécio (Lu) (Figs. 6.5 e Tabela 6.j). Neste grupo as duas amostras analisadas exibem anomalia moderadamente positiva de Európio ($\text{Eu}_n/\text{Eu}^* = 1,31$ e $1,49$).

Figura 6.4: Gráfico da concentração de elementos terras raras das formações ferríferas bandadas e gonditos de Quixeramobim e Boa Viagem. PRC 1914 e PRC 1914A – BIFs de Boa Viagem; CQ 30 e CQ 30D – BIFs de Quixeramobim; 1773A – Gonditos de Boa Viagem. ETR – Somatória dos elementos de terras raras. ETRL – Elementos terras raras leves – ETRP – Elementos terras raras pesados.

O segundo grupo representado pelas BIFs de Boa Viagem, possui somatório total de ETR muito variado (6,23 a 189,44) e nenhuma deles exibe anomalia de Európio ($\text{Eu}_n/\text{Eu}^* = 0,77$

a 0,99). Os variogramas mostram padrões bem diferentes e distanciados dos padrões clássicos apresentados pelas formações ferríferas arqueanas e paleoproterozóicas, mundialmente conhecidas (Figs. 6.6 e Tabela 6.j).

Uma das amostras (PRC 1914A) praticamente não mostra qualquer fracionamento de ETR em relação ao padrão NASC (North American Shale Composite). As outras duas (PRC 1914 e PRC 1914C) exibem anomalia negativa de Cerium, esta última também é caracterizada pelo fracionamento dos ETRL em reação aos ETRP (Figura 6.6).

	1	2	CQ 30	CQ 30a	CQ 30d	PRC 1914	PRC 1914A	PRC 1914C	PRC 1773A
SiO₂	51,35	50,65	51,44	51,65	50,96	53,89	56,03	50,65	48,51
Al₂O₃	0,28	0,77	0,28	0,35	0,21	1,02	0,28	1,00	13,33
Fe₂O₃	45,83	43,93	45,85	45,18	46,47	42,96	42,02	46,81	7,95
MgO	1,83	0,33	1,58	2,31	1,61	<0,01	0,97	<0,01	2,42
CaO	0,59	0,07	0,61	0,62	0,53	0,06	0,12	0,03	4,47
Na₂O	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	<0,01	0,01	<0,01	0,02
K₂O	0,04	0,04	<0,04	0,05	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04	<0,04
TiO₂	0,03	0,02	<0,01	0,08	<0,01	0,02	0,02	0,01	0,48
P₂O₅	0,17	0,07	0,22	0,15	0,16	0,05	0,08	0,08	0,09
MnO	0,12	0,04	0,08	0,17	0,10	0,03	0,06	0,02	20,90
LOI	-0,26	1,23	-1	-6	-1	2,0	0,4	1,3	1,3
Soma	99,98	99,99	100,00	99,99	99,97	100,06	100,01	99,91	99,63

1 - Média dos teores de elementos maiores para as amostras de BIFs da Folha Quixeramobim (CQ 30).

2 - Média dos teores de elementos maiores para as amostras de BIFs da Folha Boa Viagem (PRC 1914).

CQ30, CQ30a e CQ30d - Amostras de BIFs da Folha Quixeramobim

Amostras de BIFs da Folha Quixeramobim - Amostras de BIFs da Folha Boa Viagem

PRC1773A - Amostra de gondito da Folha Boa Viagem

TABELA 1 : Análises químicas dos elementos maiores das formações ferríferas e gonditos das Folhas Quixeramobim e Boa Viagem.

Tabela 6.j: Teores dos elementos de terras-raras para as formações ferríferas bandadas do Complexo Cruzeta. CQ 30 e CQ 30d – Quixeramobim; PRC 1914, PRC 1914A e PRC 1914C – Boa Viagem, PRC 1773A – Gonditos de Boa Viagem. Σ ETR - somatória dos elementos de terras-raras, ETRL - elementos de terras-raras leves, ETRP - elementos de terras-raras pesados, Eu_n/Eu^* - fator de enriquecimento do európio normalizado pelo NASC (Taylor & McLennan, 1985).

	CQ 30	CQ 30d	PRC 1914	PRC 1914A	PRC 1914C	PRC 1773A
La	42.1	40.8	1.4	3.7	57.5	24.2
Ce	53.4	63.3	1.4	7.4	50.1	52.4
Pr	4.85	6.47	0.39	0.72	15.16	7.26
Nd	14.2	20.5	1.5	2.8	47.7	31.9
Sm	1.8	2.4	0.3	0.6	7.7	6.4
Eu	0.54	0.64	0.06	0.11	1.34	1.82
Gd	1.39	1.91	0.38	0.58	4.26	6.18
Tb	0.23	0.29	0.05	0.10	0.60	0.98
Dy	1.26	1.27	0.27	0.61	2.82	6.59
Ho	0.24	0.26	0.06	0.12	0.40	1.28
Er	0.77	0.72	0.15	0.40	0.97	3.95
Tm	0.11	0.11	0.06	0.06	0.13	0.66
Yb	0.66	0.61	0.18	0.37	0.67	4.23
Lu	0.10	0.09	0.03	0.06	0.09	0.73
ETRL	116.35	113,47	4.99	15.22	178.16	122.16
ETRP	5.3	5,9	1.24	2.41	11.28	26.42
Σ ETR	121.65	119,37	6.23	17.63	189.44	148,58
Eu _n /Eu*	1.49	1.31	0.77	0.82	0.99	1,27

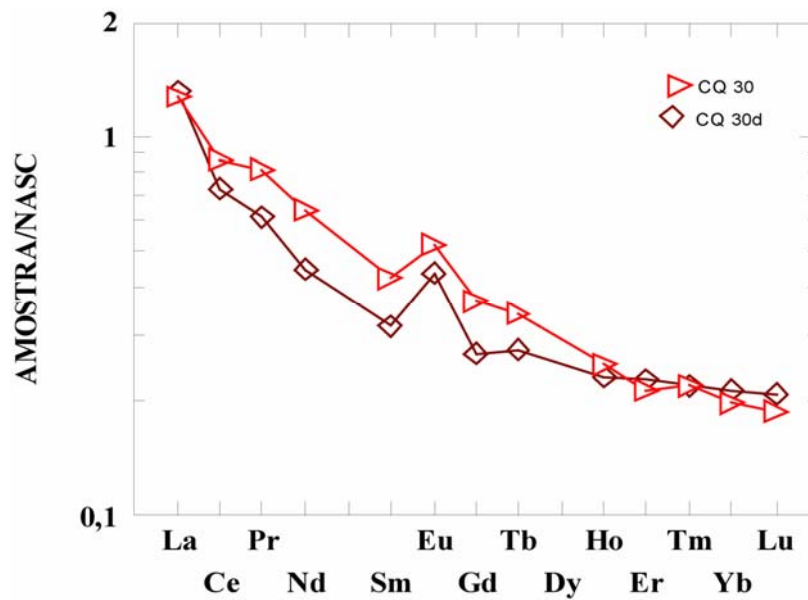


Figura 6.5: Variogramas da concentração dos ETR para as formações ferríferas bandadas da folha Quixeramobim normalizados pelo NASC. CQ 30 e CQ 30d.

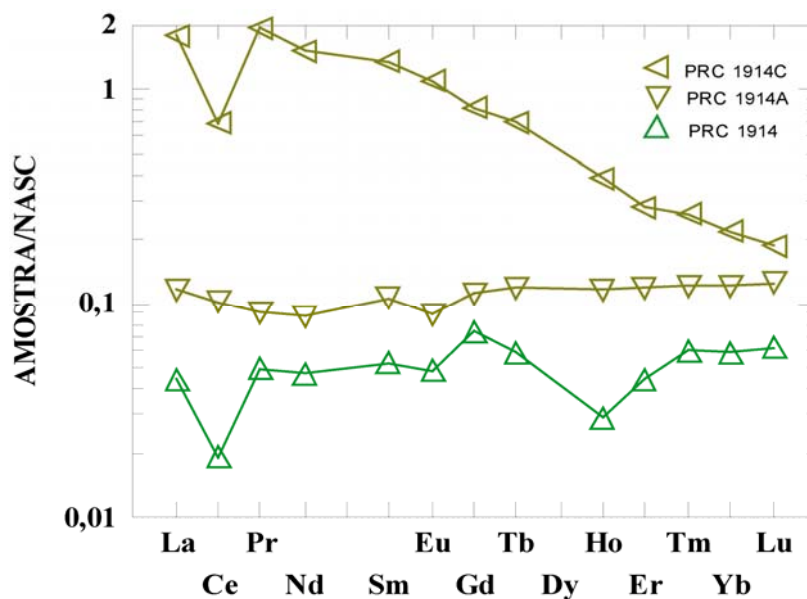


Figura 6.6: Variogramas da concentração dos ETR para as formações ferríferas bandadas da folha Boa Viagem normalizados pelo NASC. PRC 1914C, 1914A e 1914.

O variograma de ETR obtido para a amostra de gondito exibe anomalia positiva fraca a moderada de Európio ($Eu_n/Eu^* = 1,27$). Com exceção da anomalia negativa de cerium em relação ao NASC, o variograma é similar ao apresentado por formações ferríferas do tipo Lago Superior (Figura 6.7).

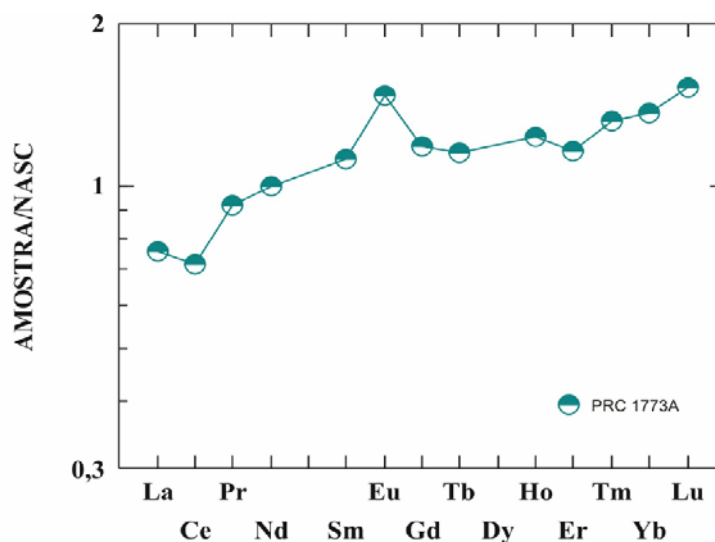


Figura 6.7: Variograma da concentração dos ETR para os protominérios de manganês da Folha de Boa Viagem normalizados pelo NASC.

Considerações Genéticas e Potencial Econômico

A grande maioria dos exemplos conhecidos de BIFs arqueanas e proterozóicas exibe uma anomalia positiva pronunciada de Eu quando os valores de ETR são normalizados pelo padrão NASC. Este enriquecimento é geralmente interpretado como decorrência da contribuição de soluções hidrotermais na água do mar durante a precipitação dos sedimentos ferríferos. Os padrões de ETR obtidos, com anomalias positivas de Európio para as Bifs de Quixeramobim e, ausentes nas Bifs de Boa Viagem, poderiam, em uma primeira análise, ser interpretados considerando a posição do sítio

de deposição de ferro em relação a área fonte deste elemento. Segundo esta linha de raciocínio, as BIFs de Boa Viagem estariam localizadas em posição distal e as de Quixeramobim mais próximas a área fonte. Entretanto alguns aspectos devem ser levados em consideração. As anomalias moderadamente positivas de Európio ($Eu_n/Eu^* = 1,31$ e $1,49$) exibidas pelas BIFs de Quixeramobim diferem sobremaneira das apresentadas pelas BIFs arqueanas do Tipo Algoma. Os valores são mais próximos aos das BIFs paleoproterozóicas do Tipo Lago Superior ($Eu_n/Eu^* > 1$ e < 2), onde as anomalias pouco expressivas são interpretadas como decorrentes da pequena participação dos fluidos hidrotermais no ambiente de deposição das BIFs.

Com relação a economicidade dos depósitos de ferro e manganês estudados alguns fatores devem ser considerados. A ocorrência de ferro de Boa Viagem desperta interesse pela sua dimensão, entretanto, analisando unicamente os dados químicos disponíveis, tanto as ocorrências de Quixeramobim como as de Boa Viagem, se assemelham aos itabiritos anfíbolíticos do Quadrilátero Ferrífero, atualmente não lavrados, em função dos elevados teores de alumínio e fósforo (Tabela 6.i).

Especialmente o fósforo é o principal fator limitante ao aproveitamento dos minérios de ferro e manganês na siderurgia. Os teores deste elemento nos minérios de ferro e manganês de Quixeramobim e Boa Viagem são elevados quando comparados aos de outros minérios de ferro e manganês conhecidos.

Vale ressaltar que, em função do caráter preliminar da pesquisa, poderão ser reconhecidas, futuramente, outras fácies sedimentares típicas de formações ferríferas e manganésíferas, bem como, será possível uma melhor avaliação do seu potencial econômico.



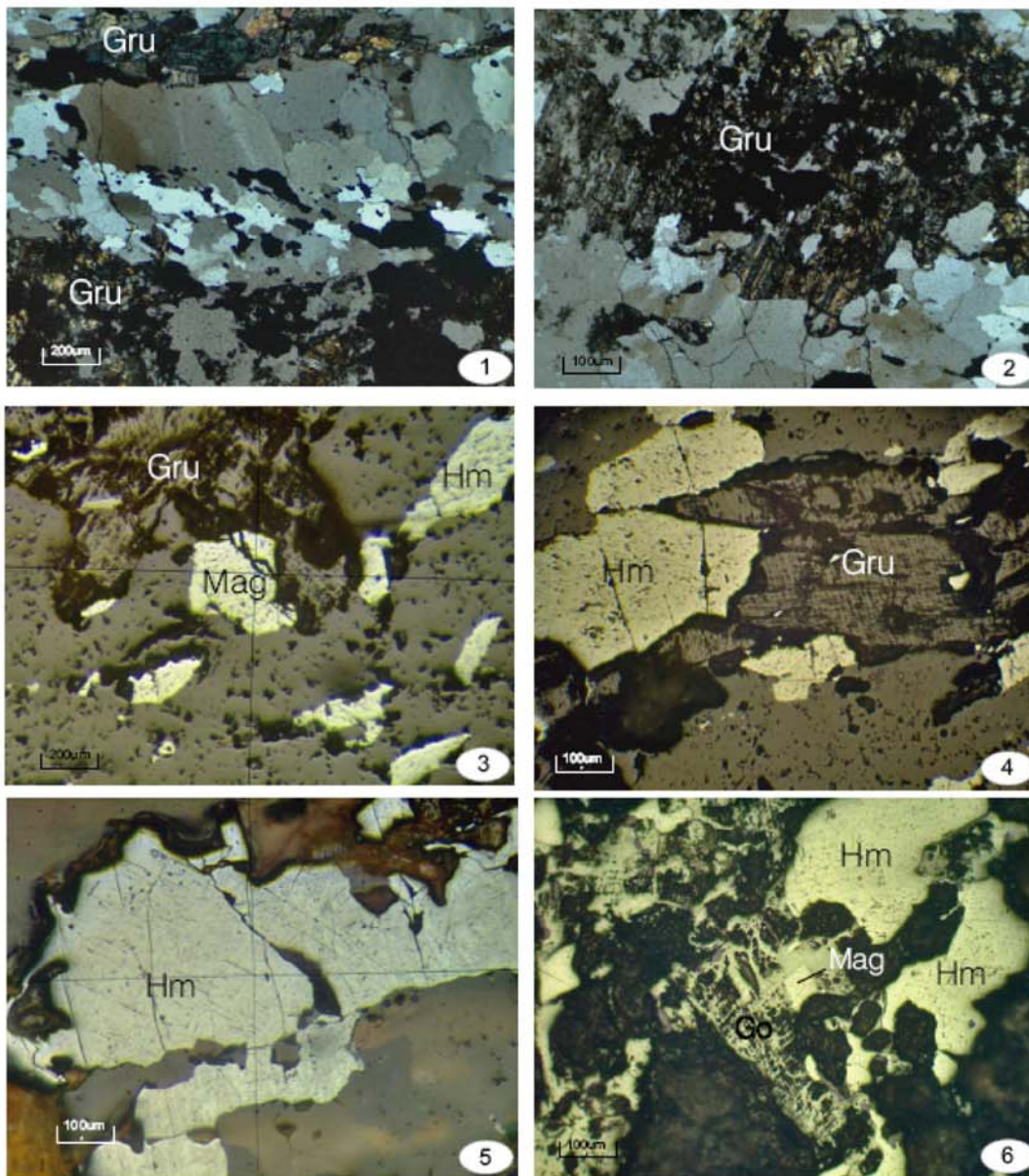
PRANCHA I

Foto 1 - Ocorrência de ferro localizada na porção central da Folha Boa Viagem formando pequena morraria orientada norte-sul.

Foto 2 - Detalhe da foliação/bandamento verticalizado das formações ferríferas de Boa Viagem.

Foto 3 - Detalhe mostrando bandamento dobrado intercalando bandas de quartzo e bandas contendo minerais de ferro (óxidos e silicatos).

Foto 4 - Biotita-muscovita gnaisses leucocráticos, encaixantes das formações ferríferas da Folha Boa Viagem.



PRANCHA II

Fotomicrografia 1 - Bandamento composicional das BIFs de Boa Viagem. Observar grãos lenticulares de quartzo e níveis contendo óxidos e oxi-hidróxidos de ferro, em parte provenientes da alteração da grunerita (porção inferior da foto). NC parcialmente cruzados.

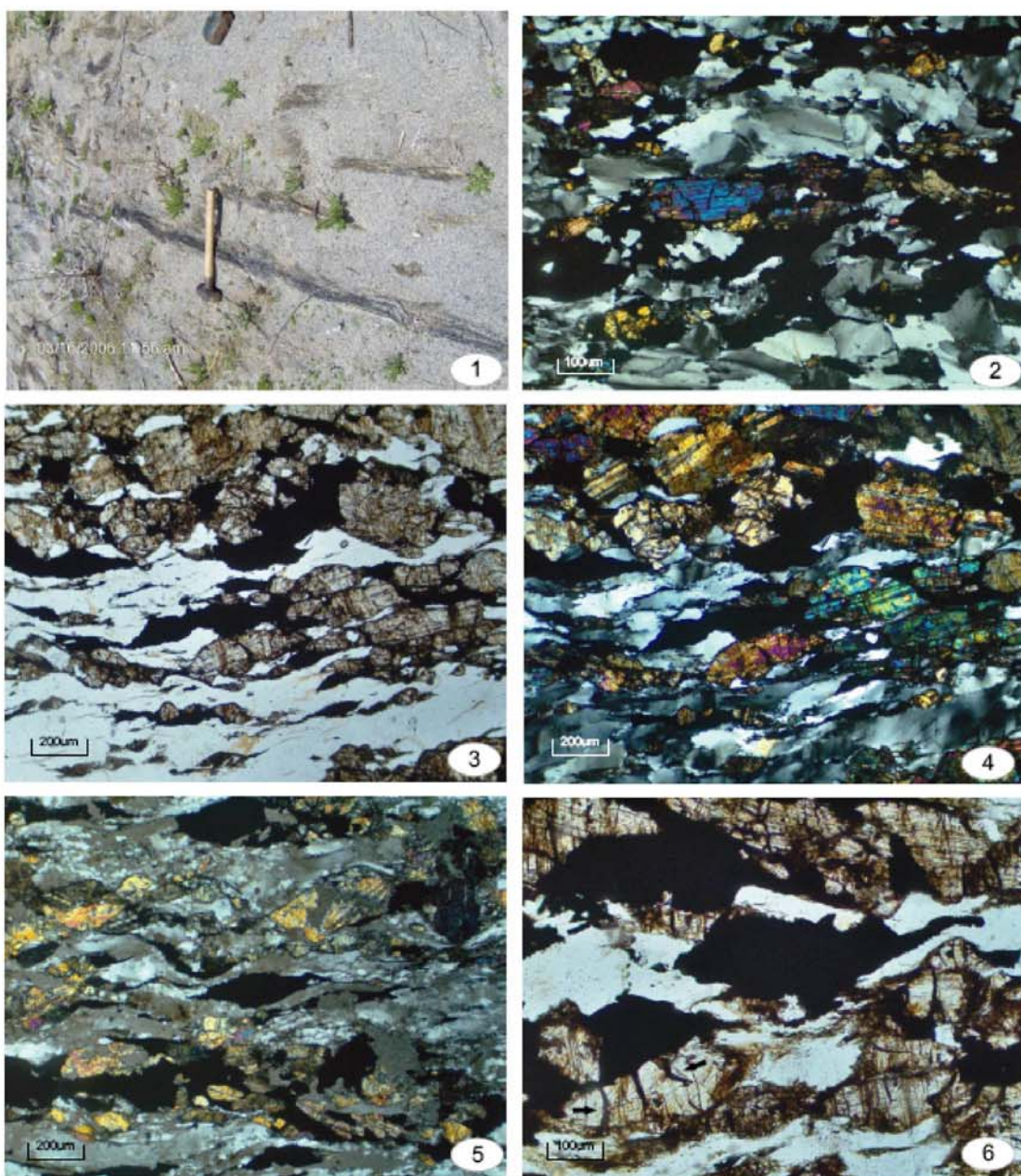
Fotomicrografia 2 - Anfibólios da série cummingtonita-grünerita mostrando grau avançado de alteração para oxi-hidróxidos de ferro. Luz transmitida. NC parcialmente cruzados.

Fotomicrografia 3 - Magnetita hipidiomórfica (Mag) em contato com anfibólios ferríferos (Gru) da série cummingtonita-grünerita. Luz refletida.

Fotomicrografia 4 - Detalhe de banda rica em ferro, contendo hematita (Hm) em contato com grunerita (Gru). Luz refletida.

Fotomicrografia 5 - Hematita (Hm) pseudomórfica da magnetita. Luz refletida.

Fotomicrografia 6 - Fase secundárias de Goethita (Go) preenchendo cavidades e envolvendo cristais de hematita (Hm) e magnetita (Mag). Luz refletida.



PRANCHA III

Foto 1 - Lentes centimétricas de formações ferríferas bandadas intercaladas nos gnaisses do Complexo Cruzeta. Folha Quixeramobim. Próximo a localidade de Pirabibu.

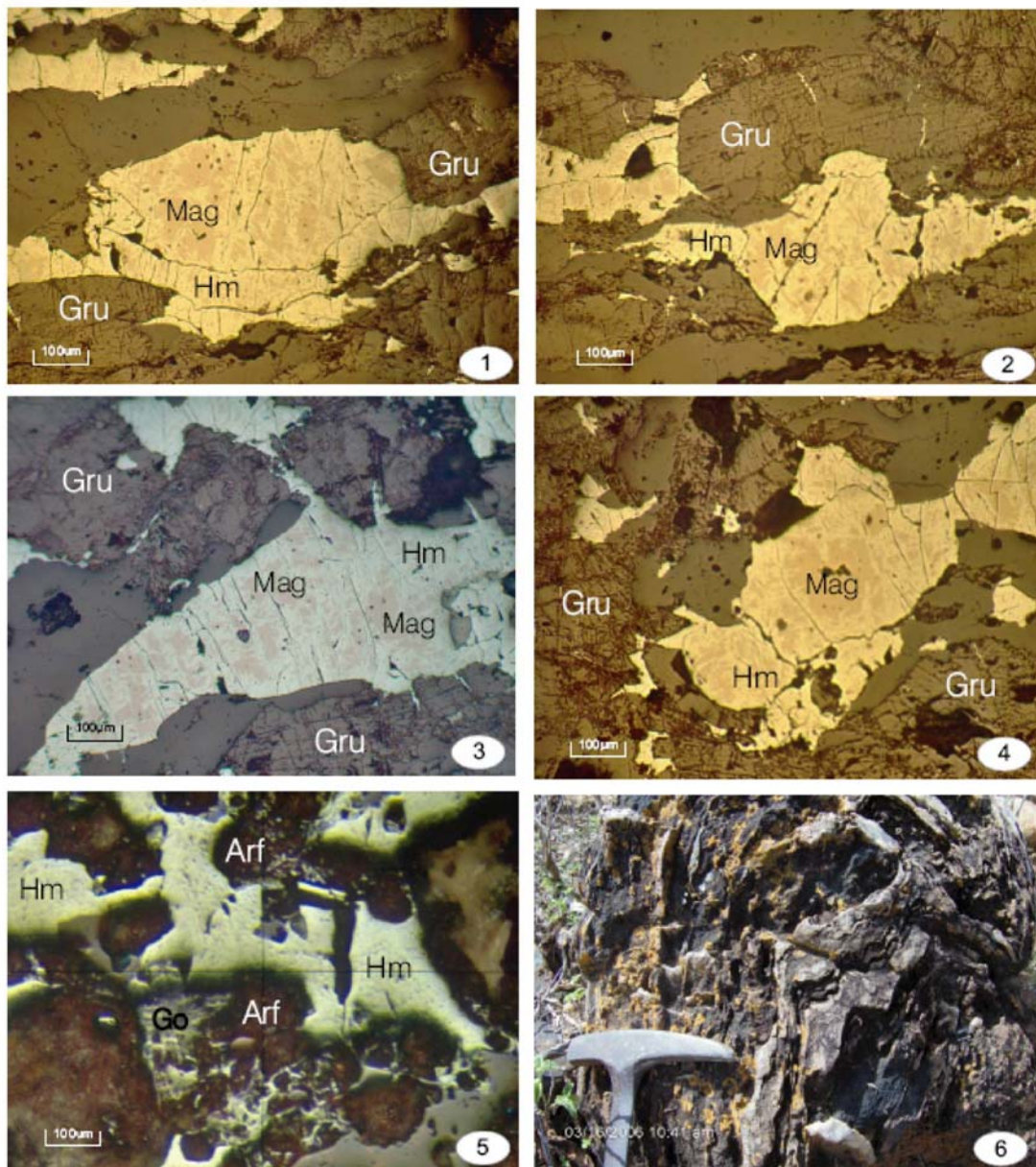
Fotomicrografia 2 - Bandamento composicional dos BIFs de Quixeramobim. Bandas ricas em quartzo intercaladas com bandas contendo silicatos (grunerita) e óxidos de ferro (hematita). Nc. parcialm. cruzados. Luz transmitida.

Fotomicrografia 3 - Foliação milonítica nos BIFs de Quixeramobim. Bandas/lentes ricas em quartzo intercaladas com bandas/lentes contendo anfibólios da série cumingtonita-grunerita e óxidos de ferro. Observar geminação e cores de polarização características dos anfibólios. Nc descruzados. Luz transmitida.

Fotomicrografia 4 - Idem foto anterior - Nicóis cruzados. Luz transmitida.

Fotomicrografia 5 - Aspecto anastomosado da foliação milonítica nos BIFs de Quixeramobim. Porfiroclastos de grunerita e óxido de ferro imersos em matriz fina de quartzo recristalizado/fitado. Nc. parcial. cruzados. Luz transmitida.

Fotomicrografia 6 - Detalhe dos porfiroclastos de grunerita e magnetita e da alteração de oxi-hidróxido de ferro ao longo de fraturas e clivagem dos anfibólios ferríferos (setas). Nc. Descruzados. Luz transmitida.

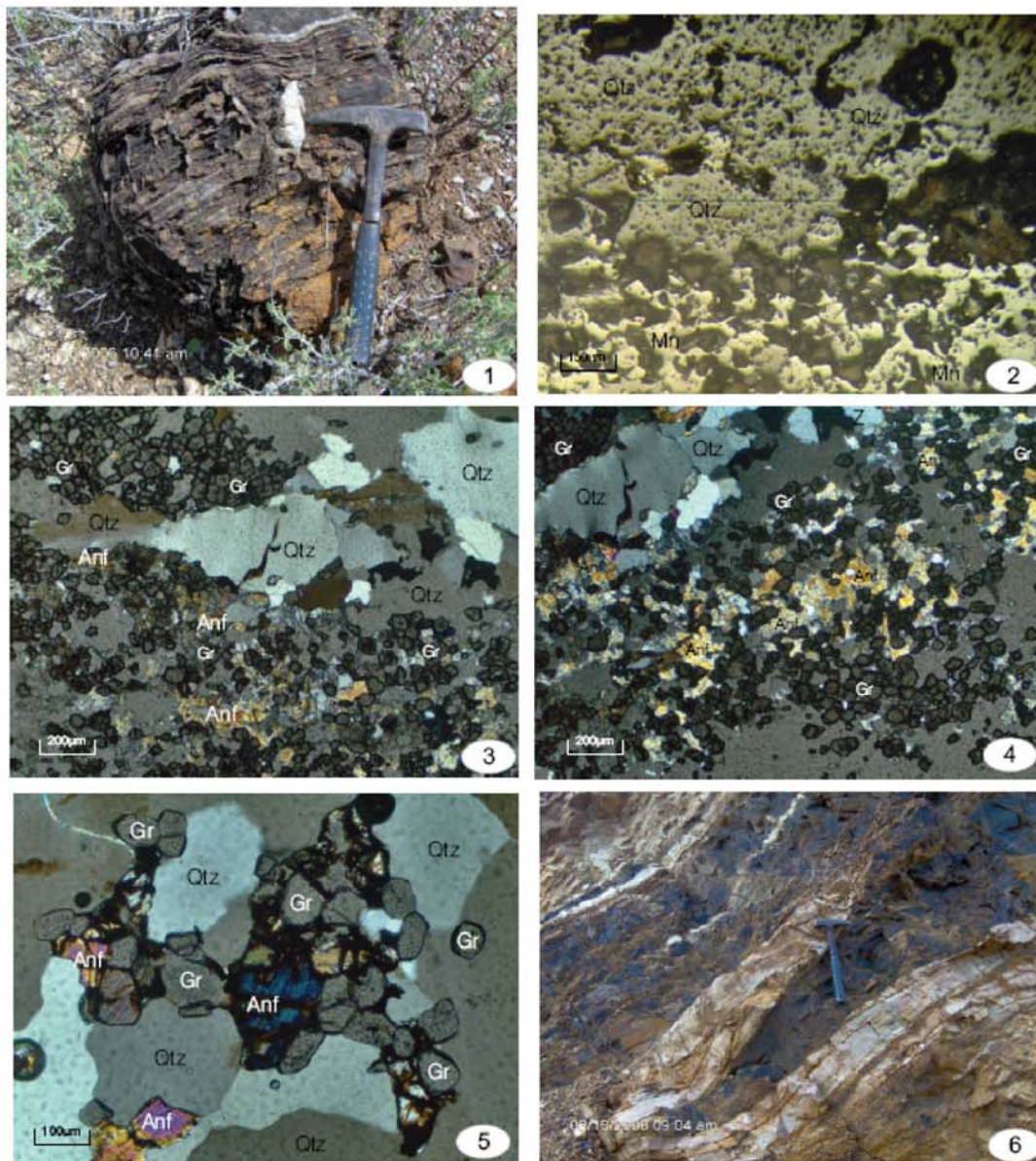


PRANCHA IV

Fotomicrografias 1 a 4 - Cristais lenticulares/tabulares de hematita pseudomórfica da magnetita. Observar restos de magnetita no interior da hematita e a associação com anfibólios ferríferos, compondo as bandas ricas em ferro das BIFs de Quixeramobim. As setas na Foto 2 mostram a migração de ferro ao longo de fraturas e divagens dos anfibólios da série cummingtonita-grünerita. Luz refletida.

Fotomicrografia 5 - Fase secundária de Goethita (Go) e material argilomórfico (Arf) preenchendo cavidades nas formações ferríferas de Quixeramobim. Luz refletida.

Foto 6 - Bandamento composicional dos minérios de manganês de Boa Viagem, intercalando bandas ricas em quartzo com bandas contendo minerais de manganês. Observar a grande quantidade de venulações remobilizados de quartzo ao longo de planos de fratura.



PRANCHA V

Foto 1 - Bandamento composicional dos minérios de manganês de Boa Viagem, intercalando bandas ricas em quartzo com bandas contendo minerais de manganês. Observar a presença de veios e remobilizados de quartzo ao longo de fraturas no minério de manganês.

Fotomicrografia 2 - Textura típica dos gonditos de Boa Viagem. Contato entre bandas de quartzo (cinza escuro) e banda contendo óxidos de manganês substituindo espessartita (cinza-claro). Luz refletida.

Fotomicrografias 3 e 4 - Ocorrência de aglomerados de granada espessartita e menor quantidade de anfibólios manganésíferos, provavelmente Mn-cumingtonita. Nicóis parcialmente cruzados. Luz transmitida.

Fotomicrografia 5 - Detalhe dos anfibólios manganésíferos mostrando alteração para oxi-hidróxidos de Manganês ao longo de divagens e fraturas. Nicóis parcialmente cruzados. Luz transmitida.

Foto 6 - Impregnações de manganês associadas a metavolcânicas básicas do Complexo Cruzeta. Perfil Pedra Branca - Cruzeta.

Cromita

As duas ocorrências de cromita estão associadas a pequenos corpos de rochas ultramáficas, boudinados, localizados fora da área, provavelmente extensão dos corpos ultramáficos que ocorrem a sul da folha Boa Viagem, no município de Pedra Branca. Na região de Pedra Branca as ocorrências de cromita contém normalmente platinóides. Elas se encontram em processo de pesquisa pela Empresa Júnior Altoro Mineração. Trata-se provavelmente de cromita do tipo estratiforme.

6.4 Urânio e Fósforo

A Jazida fósforo-uranífera de Itataia (folha Itatira), é conhecida desde a década de 1970, quando técnicos da extinta Nuclebrás (atualmente Indústrias Nucleares do Brasil (INB)), executaram um programa de prospecção radiométrica na região. Posteriormente, trabalhos realizados pela Nuclebrás, envolvendo sondagens (382 furos, totalizando 88.747 metros), aberturas de galerias (3 galerias com um total de 1268 m), levantamentos aerogamaespectrométricos (38.000 km²) e determinações analíticas (571.958 amostras), cubaram reserva lavrável de 79,5 milhões t de minério, contendo teor médio de P₂O₅ e U₃O₈ de 11% e 998ppm, respectivamente. É portanto, uma das maiores jazidas de urânio do país e uma das mais importantes jazidas fósforo-uraníferas do mundo.

Em termos litoestratigráficos, são identificadas na região da Jazida Fósforo-Uranífera de Itataia, duas unidades litoestratigráficas: Grupo Itataia e o Complexo Tamboril Santa Quitéria (Figura 6.8).

- Grupo Itataia agrupa um pacote de rochas supracrustais de natureza metassedimentar, sendo constituído predominantemente por mármore, xistos e gnaisses a duas micas, com granada e/ou silimanita, rochas calcissilicáticas e quartzitos metamorfizados em fácies anfibolito alto. Entretanto, verifica-se, localmente, ao seio das rochas metassedimentares terrígenas, níveis delgados de anfibolitos e horizontes mais espessos de leptinitos, com algumas dezenas de metros. Estas rochas supracrustais têm sido agrupadas, normalmente, em 04 formações: a) Formação Serra do Céu, unidade mais inferior, correspondendo a gnaisses migmatíticos aluminosos; b) Formação Laranjeira composta por quartzitos; c) Formação Barrigas representada também por gnaisses pelíticos aluminosos e, no topo; d) Formação Alcantil constituída pelas rochas metacarbonáticas e calcissilicáticas com espessura superior a 50m. É nessa última unidade que se concentram o minério fósforo-uranífero. Entretanto, pequenos corpos pegmatíticos de dimensões centimétricas a métricas, contendo muscovita e turmalina, são comuns e cortam os metapelitos e seus mobilizados anatéticos. Outros pegmatitos, mais enriquecidos em plagioclásio e empobrecidos em filossilicatos truncam diferentes níveis de mármore, alguns dos quais mineralizados em colofana, motivo pelo qual foram denominados de epissienitos nos trabalhos pioneiros sobre essa região (e.g. Mendonça et al. 1984) (Figs. 6.8 e 6.9).
- Complexo Tamboril/Santa Quitéria é representado por rochas gnáissicas e migmatíticas de composição granodiorítica a tonalítica atribuídas ao Arco Magmático de Santa Quitéria de Fetter (1999) de idade neoproterozóica, que aflora a oeste da região, sendo separado do Grupo Itataia pela zona de Falha Rio Groaíras.

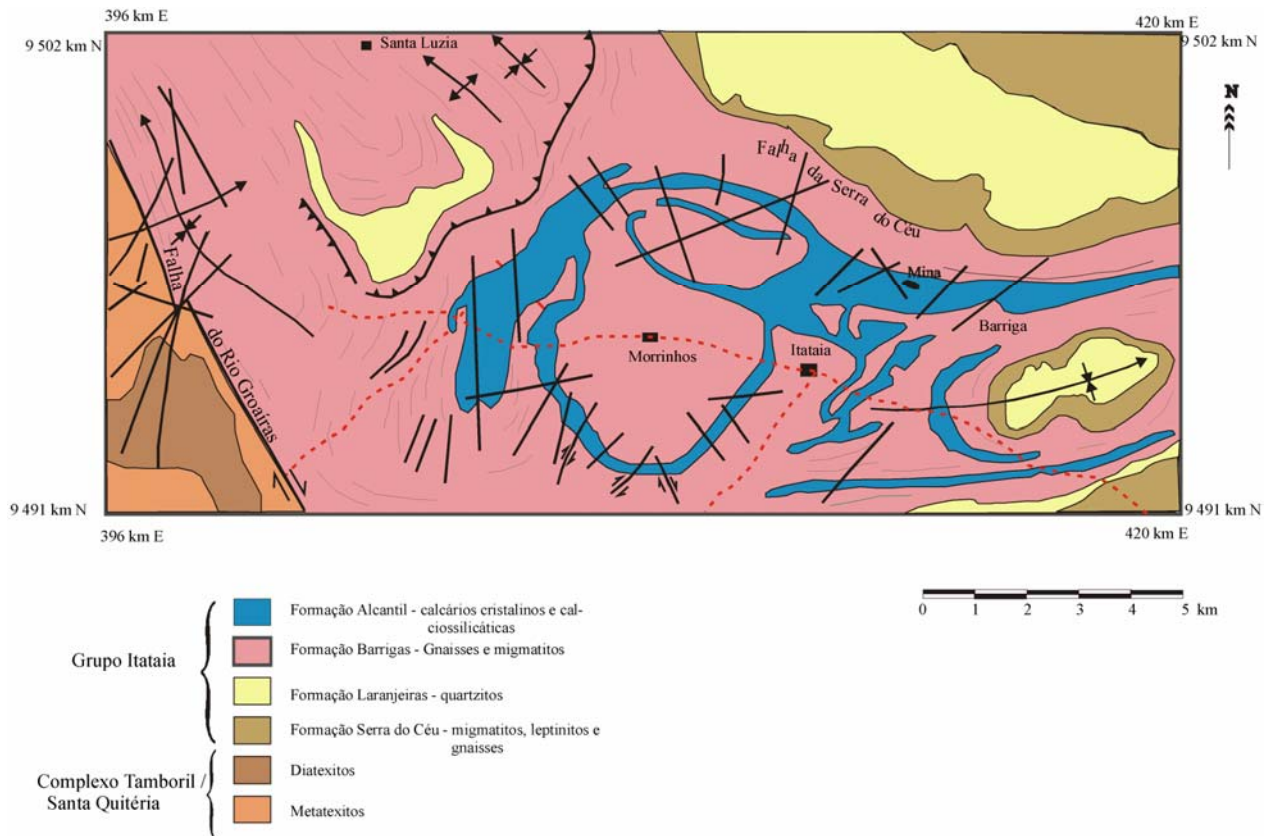


Figura 6.8: Mapa Geológico da região de Itataia (modificado de Mendonça et al. 1984, Santos 2003, Castro 2003).

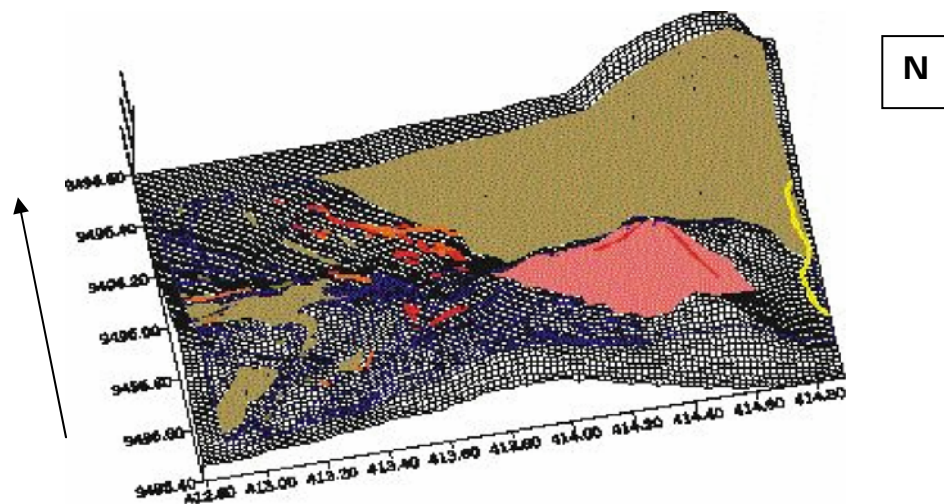


Figura 6.9: Modelo digital de terreno representando dados topográficos e informações geológicas sobrepostos (reproduzido de Castro 2003).
 Legenda: Amarelo (aluviões); Rosa (colofanito na forma de stockwork no mármore); Laranja (rocha feldspática (epissienito) impregnada por colofanito); Verde (mármore puro, com variedades impuras associadas a calcossilicáticas). Cinza (gnaissse a biotita, silimanita e granada).

Estruturalmente, as lentes de mármore, principais hospedeiras da mineralização, mostram uma organização estrutural heterogênea, resultado de importantes dobramentos e cavalgamentos. Isso é observado, também, em seções litoestratigráficas obtidas a partir de furos de sondagens.

A área da mina fósforo-uranífera em que foram construídas as galerias apresenta desde falhas de empurrão, a falhas rúpteis normais, subverticais, que recortam as rochas pré-cambrianas encaixantes do jazimento. São mármore calcíticos a dolomíticos, por vezes grafitosos, contendo intercalações de rochas calcissilicáticas, que foram dobrados e boudinados e recortados por filões de pegmatitos de espessura métrica. Próximo às fraturas, as rochas hospedeiras do minério e os pegmatitos encontram-se brechados e impregnados com colofana. Acompanhando a brechação verifica-se um processo de alteração de baixa temperatura marcado por dissolução de quartzo, gerando uma textura vacuolar, caulinização e sericitização dos feldspatos (plagioclásio e microclina).

Na galeria G3, construída paralelamente ao longo de uma falha normal de direção E-W, os processos de alteração secundária, particularmente supergênica, são bem importantes, normalmente desenvolvendo-se ao longo de falhas normais e fraturas. Nesse sentido, são reconhecidos pelo menos quatro conjuntos de falhas, dos quais três são subverticais : i) falhas com direção NW-SE; ii) falhas com direção NE-SW e formando, localmente, um par conjugado com o primeiro, e iii) falhas normais de direção E-W. O quarto conjunto apresenta falhas e fraturas de direção E-W, subhorizontais. Tais fraturas constituíram importantes canais de percolação de fluidos mineralizados em colofana, algumas vezes com caulinita ou carbonatos, estes últimos resultado de dissolução e reprecipitação principalmente nas áreas de intersecção dessas fraturas, onde aparecem sob a forma de bolsões de colofanito contendo megacristais de calcita, alguns dos quais com 20 centímetros de comprimento. Nessas fraturas, o colofanito apresenta espessura de alguns centímetros a decímetros, sendo mais espessos na zona de intersecção entre elas. Certos protólitos, entretanto, embora pulverulentos, são perfeitamente reconhecíveis, tais como leitos de rochas calcissilicáticas com tremolita, biotita e grafita. São comuns blocos angulosos de mármore de dimensões centimétrica a métrica fraturados, marcados por uma substituição progressiva do carbonato por colofanito e que evoluem progressivamente das bordas para o centro dos blocos, configurando impregnações intergranulares com manchas esparsas. A maioria dos processos de brechação é acompanhado (ou envolvido) pela dissolução do mármore e recristalização de megacristais de calcita, traduzindo um processo de carstificação. Contudo, não foram encontrados nem estalactites e nem estalagmites, apenas a formação de travertino recente, fato que demonstra a presença de mais de um processo de carstificação na área. Recentemente, Silva (2003) sublinha a existência de dois processos de carstificação na área, um de idade cambro-ordoviciano, que seria em grande parte responsável pela concentração da mineralização fósforo-uranífera e outro de idade quaternária, responsável pela neoformação de travertino.

Tipologia do Minério

Quanto ao minério é constituído essencialmente por colofanito que aparece em diferentes formas e associações, concentrando-se preferencialmente em mármore e rochas calcissilicáticas. São reconhecidos pelo menos cinco tipos de minério, descritos a seguir por ordem de importância



Figura 6.10: Colofanito maciço com textura botrioidal encontrado no topo da galeria G3.

econômica: (a) colofanito maciço que se desenvolve sobretudo no topo da seqüência de mármore, sustentando pequena elevação associado a mármore brechados (Figs. 6.10, 6.11 e 6.12); (b) associado a brechas carbonosas e não carbonosas (Figs. 6.13 e 6.14); (c) em veios de pequena espessura, que preenche fraturas que recortam os mármore e a foliação milonítica (Figs. 6.15 e 6.16); (d) disseminados em pegmatitos (*epissienitos*) (Figura 6.17). É importante assinalar o que descreveu Castro *et al.* (2005) sobre epissienitos. Segundo este autores, o termo *epissienito*, originalmente empregado por Sarcia & Sarcia (1962) no Maciço Central francês, é utilizado para rochas graníticas, leucocráticas ou não, que, alteradas hidrotermalmente, são afetadas pela dissolução de quartzo primário, acompanhada, em geral, por albitização, cloritização e enriquecimento de urânio. Entre os principais

minerais de urânio dos epissienitos clássicos da França, tem-se pechblenda e coffinita, o que não tem sido encontrado nas rochas estudadas. Ao contrário, o principal mineral minério de urânio de Itataia é a colofana (variedade de apatita amorfa, de origem sedimentar, característica dos depósitos fosforíticos); (e) disseminados em gnaisses pelíticos e calcissilicáticos, normalmente deformados, acompanhando o bandamento ou a foliação milonítica (Figs. 6.18 e 6.19).



Figura 6.11: Colofanito maciço desenvolvido a partir da dissolução de mármore recortados por fraturas preenchidas por veios de colofanito ao longo de uma trincheira de aproximadamente 20m de comprimento por 2m de largura, de direção N-S no topo da galeria G3. Notar os vazios deixados pela dissolução dos carbonatos.



Figura 6.12: Colofanito maciço com colofana botrioidal associada e/ou cimentada por calcita neoformada de granulação grossa



Figura 6.13: Brecha de dissolução cárstica com fragmentos subangulosos a sub-arredondados de colofanito, calssilicática e mármore de 1 a 10 cm de diâmetro, com disseminações de colofana, ligeiramente rotacionados e cimentados por hidróxidos de ferro, colofana e calcita. Mb - Mármore; Co-colofana. Furo 9, 144m.

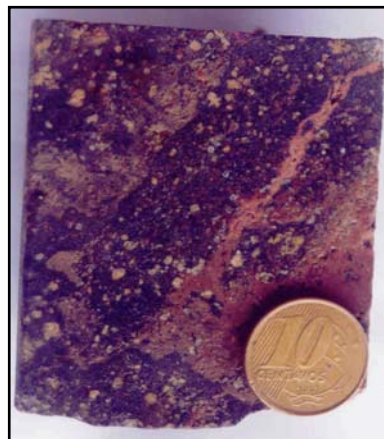


Figura 6.14: Brecha carbonosa constituída de fragmentos de rocha feldspática, colofanito, mármore e calcissilicática em matriz cinza escura de grafita e matéria orgânica amorfa.



Figura 6.15: Mármore calcítico recortado por fraturas irregulares preenchidas por colofanito em um padrão do tipo stockwork. Topo da Galeria G3.



Figura 6.16: Colofanito maciço desenvolvido a partir da dissolução de mármore recortados por fraturas preenchidas por veios de colofanito. Topo da Galeria G3.



Figura 6.17: Corpos pegmatóides contendo megacristais de plagioclásio e K-feldspato que recortam mármore na entrada da Mina Fósforo Uranífera de Itatiaia. Notar que o minério colofanito se concentra preferencialmente na zona de contato entre ambos, resultado de remobilização. Pg-Pegmatitos filoneanos Mbc-Mármore calcítico; Co-Colofanito

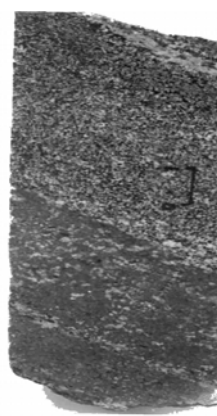


Figura 6.18: Gnaisses pelíticos bandados e deformados contendo intercalações de camada centimétrica de colofanito ao longo da foliação tectono-metamórfica



Figura 6.19: Rocha calcissilicática bandada contendo minério disseminado e deformado ao longo da foliação tectono-metamórfica.

O minério mais novo e economicamente mais importante é representado pelos colofanitos maciços associados a processos de carstificação e enriquecimento supergênico. Entretanto, pode-se encontrar colofanitos com textura coloforme, em profundidade de até 144m, o que indica que fases aquosas superficiais prolongaram-se até àquela profundidade.

Aspectos Genéticos

Embora esta jazida seja conhecida há mais de 30 anos, existem ainda controvérsias quanto à origem do minério, destacando-se três hipóteses principais: i) relacionada a *epissienitos* formados a partir de granitos pós-orogênicos férteis, localizados ao longo de zonas de alívio, submetidos à ação de fluxos convectivos deutéricos. (Campos *et al.* 1976; Angeiras *et al.* 1978; Fyfe 1979;

Neto 1983); ii) relacionada a um pacote de sedimentos depositados em zonas de plataforma marinha, com posterior transformação e enriquecimento de urânio por metassomatose sódica, durante o metamorfismo (Favali 1982; Saad 1982); iii) relacionada a dois tipos de mineralizações: i) uma mineralização de urânio associada aos epissienitos, sendo, entretanto, empobrecida em P_2O_5 , e ii) uma mineralização fósforo-uranífera de origem sedimentar, a qual estaria associada a rochas formadas a partir da acumulação de restos fosfáticos e carbonosos em depressões plataformais, próximas ao litoral, com baixo pH e condições redutoras (Mendonça *et al.* 1984).

Castro e autores deste Relatório (Castro *et al.* 2005), com base em estudos isotópicos de C e O em rochas metacarbonáticas hospedeiras do minério fósforo-uranífero identificam uma variação de +2,0 a -5,0‰ nos valores de $\delta^{13}C_{PDB}$ e de +16,3 a +24,2‰ para o $\delta^{18}O_{SMOW}$. Para esses autores, os maiores valores em $\delta^{13}C_{PDB}$ e $\delta^{18}O_{SMOW}$ são característicos de carbonatos de ambiente marinho plataformal raso e/ou restrito, enquanto os menores, encontrados próximos à brechas de dissolução mineralizadas ou não e a milonitos retrógrados, estão mais associadas a rochas carbonáticas que foram modificadas por processos pós-deposicionais, tais como metamorfismo associado a uma tectônica dúctil e dúctil-frágil acompanhada de infiltração de fluidos supergênicos e carstificações. Para esses autores, estes processos seriam os responsáveis pelas modificações nas razões isotópicas originais, e



Figura 6.20: Bolsões de colofanita contendo megacristais de calcita (galeria G3).

não processos metassomáticos de alta temperatura que seriam capazes de formar epissienitos ou albititos considerados comumente como a fonte primária do depósito fósforo-uranífero de Itataia. Pode-se pensar também que alguns veios sejam oriundos de hidrotermalismo associado a cavalgamentos e que interagiram com fluidos meteóricos em condições mais superficiais. Estes processos são ampliados ao longo das falhas e fraturas que interceptam o conjunto metacarbonático mineralizado, onde são acompanhados de dissolução e reprecipitação dos fosfatos

uraníferos e carbonatos sob forma de veios, alguns dos quais contendo megacristais de calcita (Figura 6.20). Em níveis topográficos mais elevados ou superficiais tem-se a concentração maciça residual de colofanitos.

Assim, das várias hipóteses iniciais sobre a gênese da jazida estudada, as que melhor explicam sua origem correspondem a de Castro et al. (2005) que dizem respeito à sua associação com rochas sedimentares depositadas em zonas de plataforma marinha rasa e/ou restrita e que o fosfato seria originalmente oriundo do reservatório oceânico. Para esses autores o fosfato seria originalmente oriundo do reservatório oceânico, cujo fluxo da solução dar-se-ia por meio da movimentação das águas frias dos fundos oceânicos, em correntes ascendentes que se misturariam às águas superficiais mais quentes das bordas de bacias, aumentando a concentração do HPO_4^{2-} e, posteriormente, precipitando o fosfato. A fonte de urânio, por sua vez, seria predominantemente terrígena, relacionada com a lixiviação do embasamento continental preexistente, que se depositaria em ambiente marinho confinado com baixo pH e condições redutoras. O urânio presente na água do mar sob a forma de complexos uranilcarbonatos, U^{+6} seria reduzido a U^{+4} e incorporado à estrutura do carbonato-flúor-apatita. Posteriormente, a ocorrência fósforo-uranífera seria mobilizada durante a diagênese e o metamorfismo e, localmente, por corpos pegmatíticos, seguindo-se uma reconcentração por processos supergênicos mediante a circulação de águas aciduladas que promoveriam a solubilização do carbonato. Fuzikawa (1978) em estudo preliminar sobre as Inclusões Fluídas em quartzo, anquerita, albita e apatita das rochas de Itataia, mostra que o processo de mineralização ocorreu a temperaturas baixas, variando de 50 a 200°C, e que os fluídos contidos eram salmouras ricas em CaCl_2 em cristais neoformados (apatita), e menos ricas nos minerais de formação posterior (quartzo). As fases sólidas examinadas nas inclusões são fragmentos dos minerais hospedeiros ou sulfatos de bário, cálcio, magnésio e estrôncio. Testes realizados por este autor não indicaram despreendimentos significativos de gás, e os estudos petrográficos, radiográficos e de inclusões fluídas parecem indicar que a mineralização ocorreu por processo descendente. É importante registrar que a presença de inclusões fluídas a base de CaCl_2 (taquihidrita) é bem característica de ambiente evaporítico com forte influência continental (e.g. Hardie, 1990).

Rochas ornamentais

São representadas por um granito branco a branco acinzentado que ocorre na localidade Barra Nova, zona urbana de Boa Viagem. Este granito aflora sob forma de lajedos maciços de tamanho variados, associados a campos de matações, sustentando pequena elevação topográfica. Trata-se de um granito a duas micas, leucocrático, de granulação média, equigranular, composto essencialmente por quartzo, feldspato, biotita e muscovita. Como mineral acessório a olho nu, ocorre granada e um mineral de brilho submetálico cinza azulado. Alguns blocos já foram tirados para comercialização, mas, atualmente, a pedreira encontra-se desativada.

Outras ocorrências

Turmalinitos

Os "turmalinitos" são unidades litológicas estratiformes, concordantes com as rochas hospedeiras, contendo mais de 20% em volume de turmalina (Slack et al. 1984). Essas rochas mantêm perfeita

concordância com terrenos polideformados e podem ser traçadas continuamente como uma unidade litoestratigráfica.

Estudos recentes têm demonstrado que os turmalinitos estão presentes em muitos terrenos metassedimentares e metavulcânicos de idades que se estendem desde o Aqueano até o Permiano, além de associar-se a importantes depósitos minerais de Pb, Zn, Ag, Sn, Au e outros, em diversas províncias minerais espalhadas pelo globo. No Brasil foi reconhecido um pequeno número de ocorrências de turmalinito na região centro-sul do país (Goiás, Minas Gerais, São Paulo, Santa Catarina e Rio Grande do Sul) que foram estudadas por Silva (1991, 1996) em terrenos arqueanos e proterozóicos.

Existem muitas controvérsias quanto à origem dos turmalinitos, mas a maioria dos estudos tem atribuído sua origem a processos pré-metamórficos, normalmente relacionada a processos hidrotermais submarinos ou evaporíticos (Pesquera & Velasco 1997). Entretanto, diferentes modelos têm sido discutidos, tais como: substituição pré-metamórfica, exalativo singenético, soluções coloidais, evaporítico, metassomatismo de contato e regional.

O turmalinito da área estudada ocorre no limite sul da folha de Boa Viagem, a SW da cidade de Pedra Branca. No ponto, PRC-1776, em que foi descrito o corpo de turmalinito ele aparece na forma de um *pipe* achatado e está situado a 398.804 E e 9.391.404 N. Próximo as bordas do corpo aparecem brechas de turmalinitos incorporados ao anfibolito (Prancha VI). Petrograficamente, o turmalinito possui aspecto maciço e a sua composição mineralógica é essencialmente turmalina de granulação média e cristais equigranulares idiomórficos a subidiomórficos. Em seções basais exibe zoneamento de cor, sendo azul claro nos centros e verde oliva nas bordas. Já em seções longitudinais exibe pleocroísmo de castanho claro para verde escuro. O zoneamento de cor não é simétrico, podendo ser o resultado da recristalização devido ao metamorfismo que atuou na área em que está inserido.

Litogeoquímica

Somente a amostra PRC-1776a foi analisada. Em relação aos elementos maiores, o turmalinito é uma rocha rica em SiO₂ (52,13%), Al₂O₃ (19,20%), CaO (9,95%), Fe₂O₃ (7,83%), Na₂O (4,26%) e MgO (3,90%). Desta forma, pode-se afirmar que as turmalinas do turmalinito são ricas em Ca e Fe (Feruvita), ou seja, trata-se de turmalinas cálcicas (Hawthorne & Henry 1999).

O padrão de ETR normalizado ao condrito mostra alto conteúdo de ETR e enriquecimento ETRL em relação aos ETRP, além de anomalia positiva de Eu (Figura 6.21). A presença de anomalia positiva de Eu pode refletir a proximidade com centros vulcânicos-exalativos.

Em Broken Hill (Austrália) a presença de anomalia de Ce foi interpretada como reflexo de reações de oxi-redução durante o início da formação de turmalinitos envolvendo ambos, fluidos hidrotermais e marinhos. Já o enriquecimento em ETRP e anomalias positivas de Eu foram interpretados como resultante de processos hidrotermais exalativos submarinos em Mount Gibson (Austrália). No Quadrilátero Ferrífero, os turmalinitos estratiformes que são interpretados como de origem exalativa-sedimentar apresentam baixo conteúdo de ETR, enriquecimento relativo em ETRP e anomalia negativa de Eu. Preliminarmente podemos considerar que o turmalinito descrito na

área tem sua origem relacionada com sistemas vulcânicos exalativos proximais que foram reativados.

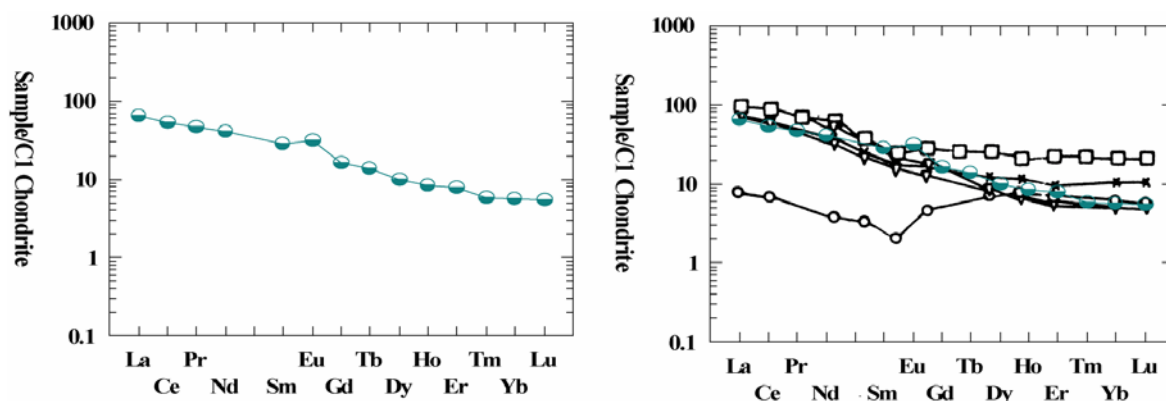


Figura 6.21: a) Assinatura de ERT do turmalinito normalizado ao condrito. b) Assinatura de ETR do turmalinito da área estudada comparada aos padrões de metassedimentos clásticos pobres em boro, vulcanogênicos (triângulos), turmalinitos estratiformes exalativo-sedimentar do Quadrilátero Ferrífero (círculos), de rochas similares de Barberton (asterisco) e com o NASC (quadrados); modificado e compilado de Silva (1996).

Os eventos que geram turmalinitos, necessariamente não produzem concentrações econômicas de metais (Slack 1996). Mas a presença de turmalinito pode indicar a instalação de um sistema geotermal durante a deposição da seqüência vulcano-sedimentar, favorecendo a uma maior potencialidade para a formação de depósitos exalativos do tipo Pb–Zn, Cu–Zn, Cu–Co, W, e Au (Plimer 1988, Slack 1984, Taylor & Slack 1984).

PRANCHA VI



Foto 01 - Afloramento de turmalinito maciço descrito no ponto PRC-1776.

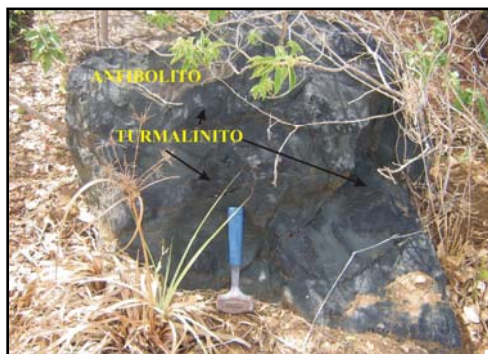


Foto 02 - Brechas de turmalinito inseridas na rocha anfibolítica, descritas no ponto PRC-1776



Foto 03 - Detalhe da foto anterior mostrando as brechas de turmalinito no anfibolito.

Talco e barita

Ocorrências de talco e de barita são registradas no município de Madalena. A primeira está associada a xistos magnesianos, próxima à zona de cisalhamento, sem grande expressão econômica, enquanto a barita aparece em forma de veios junto a quartzo encaixado em biotita gnaisse cataclasado e sub-horizontalizado. Segundo Costa Roberto (2000), esta ocorrência esteve em processo de lavra, mas já está desativada e com reserva exaurida.

7. GEOARQUEOLOGIA E SÍTIOS DE ARTE RUPESTRE DO SERTÃO CENTRAL DO CEARÁ

Na região do Sertão Central do Ceará a paisagem é delineada por maciços residuais de composição granito-gnaissica conhecidos como *inselbergs* os quais destacam-se do relevo plano circundante que caracteriza a depressão sertaneja e o embasamento regional. Também é comum, a ocorrência de grandes blocos isolados de rocha (matacões) resultantes do deslocamento e da esfoliação esferoidal.

Estes afloramentos rochosos serviram de suporte para a manifestação de grupos humanos pré-históricos e apresentam um grande potencial para estudos arqueo-paleontológicos.

Parte da região, compreendida pelos municípios de Quixadá e Quixeramobim, é conhecida informalmente pelo nome de "Vale Monumental" considerado como um dos mais importantes ecossistemas preservados do semi-árido nordestino. O setor norte-nordeste desta paisagem encontra-se protegida por meio do Decreto Estadual nº 26.805, de 25 de outubro de 2002, o qual foi denominada de Monumento Natural "Os Monólitos de Quixadá", entretanto é o município de Quixeramobim, mais especificamente, a área compreendida pelas sub-bacias dos rios Quixeramobim e Banabuiú que guarda maior quantidade de registros fósseis da megafauna pleistocênica e de elementos da cultura, material de grupos humanos pré-históricos.

A localização dos sítios e os principais caminhos de acesso até eles podem ser visualizados em mapa anexo. A partir da Rodovia do Algodão, o acesso a eles só é possível através de estradas carroçáveis e veredas.

Os grafismos rupestres foram realizados em afloramentos graníticos e gnáissicos totalizando 9 (nove) sítios, sendo 06 (seis) de pinturas e 03 (três) de gravuras, situados nos municípios de Quixadá e Quixeramobim.

Quase totalidade dos painéis de arte rupestre estudados é composta por grafismos puros, não reconhecíveis. Apenas nos sítios de gravura Letreiro do Canhotinho e, de pintura rupestre, Pedra Corisco foram observadas exceções a esta regra. Referidos sítios registram, respectivamente, grafismos que sugerem um antropomorfo e um zoomorfo. Outras informações mais detalhadas sobre a arte rupestre na região do Sertão Central do Ceará podem ser visto em Marques (2002), Lage *et al.* (2003) e Marques & Veríssimo (2004).

7.1 Gravuras e Painéis de Arte Rupestre

As **gravuras** são popularmente denominadas Itaquatiras e, na língua tupi, significa pedra pintada. A manifestação dessa expressão gráfica ocorre, geralmente, nas proximidades de cursos

d'água em todo o território brasileiro. Apesar da diversidade no plano técnico e na disposição dos grafismos, no Nordeste do Brasil elas estão inclusas na única macro-classificação definida, a tradição Itaquiara.

Ao serem elaboradas as gravuras, no suporte rochoso se dá uma alteração devido à intervenção direta para a obtenção do resultado gráfico. Enquanto que nas pinturas, o afloramento rochoso é um receptáculo do pigmento sem maiores alterações na sua feição.

Os **painéis de arte rupestre** são constituídos por grafismos puros. Vale salientar que não denominaremos os elementos gráficos, dado que as categorias no emprego de terminologias estejam relacionadas ao universo de representação do pesquisador. Portanto, grafismo puro será aplicado, indistintamente, a todas as representações dos painéis.

Sendo assim, as denominações estão restritas a grafismos, a manchas, na ausência de linhas delimitadoras de alguma forma e a conjuntos de grafismos, relativo a concentração e proximidade entre os grafismos, quando comparado aos elementos individualizados na amplitude do painel.

Todos os painéis encontram-se alterados, devido a perturbações bióticas ou abióticas.

As cores empregadas foram tonalidades de vermelho e alaranjado e as variações de coloração devem-se a processos erosivos e a constituição mineralógica dos pigmentos.

7.2 Descrição dos sítios Arqueológicos

Sítio Letreiro de Santa Maria (QB 001)

O Sítio Letreiro de Santa Maria localiza-se no setor noroeste da Folha Quixeramobim na vertente oeste da Serra de Santa Maria (UTM - 473243E, 9443849N) (Foto 1 – PRANCHA I).

O painel de pintura rupestre foi elaborado sobre um afloramento rochoso de biotita-granada-xisto da Unidade Quixeramobim - Complexo Ceará -. A cor predominante é o vermelho, com alguns poucos grafismos alaranjados (Fotos 4 e 5 – PRANCHA I). A erosão e abatimento da porção inferior do afloramento ao longo da foliação principal expuseram os planos de xistosidade da rocha, gerando um pequeno abrigo com o teto em vão negativo, onde localiza-se o painel e os grafismos (Fotos 1, 2, 3 e 4 – PRANCHA I). A direção média da xistosidade varia entre N30E e N45E com mergulho de 25^o para sudeste, e a orientação das fraturas que funcionam como juntas de liberação dos blocos do painel é N40W 75/SE.

A altura do painel é de 2,95m, correspondendo ao grafismo mais alto, e a largura é de 8,20m. A pintura mais baixa foi realizada a 52 cm do solo.

Dentre os grafismos isolados destacam-se um conjunto de grafismos e manchas, próximas uma das outras. Dada à espessura do traço, os grafismos parecem ter sido executados com o dedo (Fotos 4 e 5 - PRANCHA I).

Na porção superior de grande bloco posicionado ao chão, existem três pilões com cerca de 3 a 8 cm de diâmetro utilizados, provavelmente, para a preparação do pigmento empregado nas pinturas (Foto 6 - PRANCHA I)..

Apesar dos blocos e dos fragmentos de rocha oriundos dos deslocamentos, a área abaixo do painel apresenta condições de escavação.

A incidência de luz no painel ocorre após as 13 h.

Sítio Letreiro do Serrote da Onça (QB 002)

As coordenadas de localização do sítio Letreiro do Serrote da Onça correspondem a 469892E e 9408382N (UTM).

Os grafismos foram realizados em um matacão granítico da Suíte Muxurê Novo - Super Suíte Quixeramobim, posicionado no topo de um extenso lajedo (Fotos 1 e 2 - PRANCHA II). As colorações dos grafismos restringem-se, especificamente, a duas tonalidades de vermelho médio. As pinturas localizam-se numa das faces verticais e lisas do afloramento rochoso.

A dimensão do painel de pintura rupestre corresponde a 2,10 m de largura e 1,60 m de altura. A área onde foram executados os grafismos não toca o solo. A distância entre a face inferior do matacão e o solo é de 60 cm, o que corresponde à pintura mais baixa. A foto 2 - Prancha II e a figura 7.1 a seguir, evidenciam os grafismos.

Os grafismos foram realizados, provavelmente, com o dedo. Alguns grafismos têm espessura do traço em proporções similares, variações em torno de 1cm a 2cm. Ressalta-se que em algumas áreas os grafismos foram preenchidos.

Tanto a base do abrigo, quanto o entorno mais imediato não apresentam condições para escavação. Já salientamos que o matacão posiciona-se no topo de um lajedo, sendo assim as concentrações de sedimento são mínimas, localizam-se apenas nas paleodepressões desse lajedo.

Em nenhum momento do dia, há incidência direta do sol sobre o painel.

Sítio Letreiro do Serrote da Lagoa do Fofô (QB 003)

As coordenadas de localização do Sítio Letreiro do Serrote da Lagoa do Fofô são 464511E e 9394967N (UTM).

O painel de pintura rupestre foi realizado em um *inselberg* granítico da Suíte Muxurê Novo - Super Suíte Quixeramobim (Fotos 3, 4 e 5 - PRANCHA II). A largura do painel é de 23,70 m e a altura corresponde a 2,10 m. O grafismo mais baixo posiciona-se a 0,45 cm do solo e o mais alto, equivale a altura do painel: 2,10 m. As pinturas foram realizadas numa das faces inclinadas do *inselberg*.

Existem cerca de 50 grafismos, alguns intemperizados, restando apenas manchas ou vestígios das antigas pinturas. Vale ressaltar que ocorre superposição de pinturas em outras tonalidades de vermelho. O painel é composto, em sua maioria, por grafismos puros, realizados provavelmente com o dedo, possuindo traços que apresentam espessuras entre 1 e 2 cm (Marques, 2002) (Foto 6 - PRANCHA II e Fotos 1 e 2 - PRANCHA III). Um único grafismo sugere a representação de um agrupamento de três serrotes ou montanhas, portanto um elemento do universo reconhecível, que denominamos de grafismo geomorfo (Foto 2 - PRANCHA III).

Nesse painel, assim como no Letreiro do Serrote da Onça, predomina a pintura aquarelada, ou seja, de consistência pouco espessa.

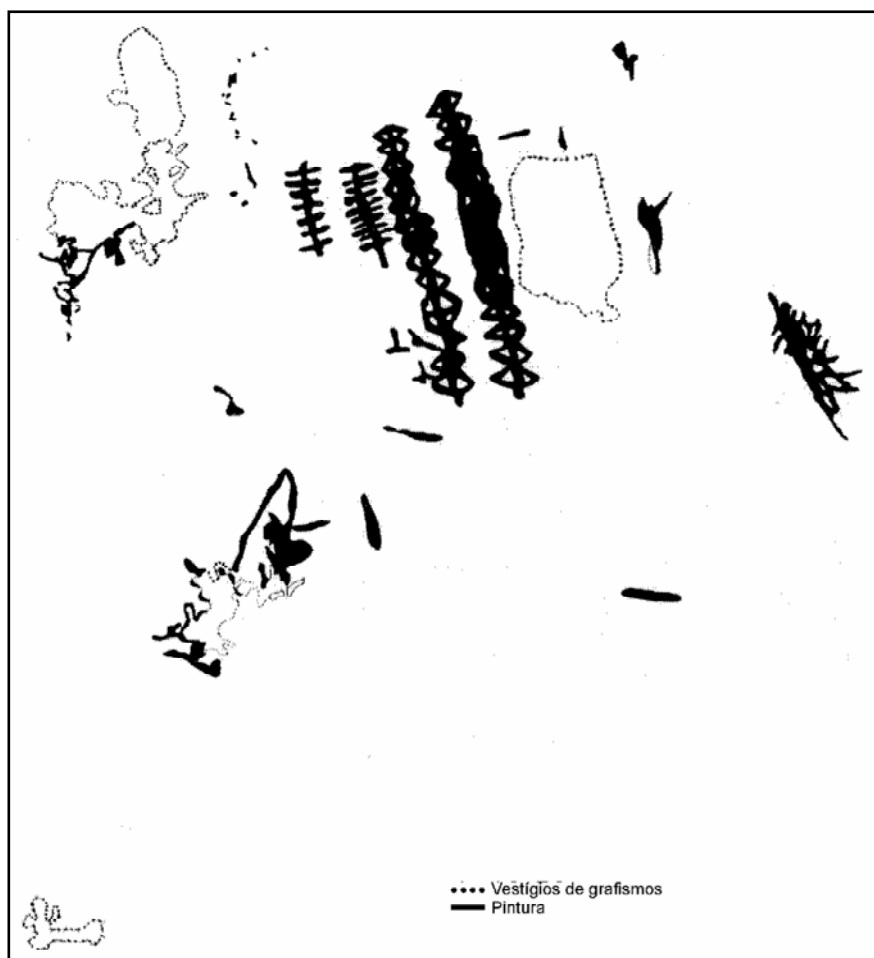


Figura 7.1: Letreiro do Serrote da Onça. Esc 1:13,50 cm.

O sítio não apresenta condições de escavação nas proximidades imediatas do painel, pois a extensão rochosa é considerável. No entanto, margeando a base do *inselberg* há uma lagoa (Fotos 4 e 5 – PRANCHA II). Nesse local, segundo informação de moradores locais, foram encontrados ossos de grandes proporções. Esses achados se deram no período em que a lagoa estava seca durante a escavação de poços e acreditamos tratar de ossos da megafauna pleistocênica.

Há incidência de luz solar no painel no período da manhã.

Sítio Letreiro do Serrote da Fortuna (QB 004)

As coordenadas de localização do sítio Letreiro do Serrote da Fortuna são 464846E e 9393908N (UTM).

O painel de pintura rupestre foi realizado no teto de um matacão que se posiciona no topo de um lajedo granito-gnaissico da Suíte Muxuré Novo - Super Suíte Quixeramobim (ver figura 7.2 e Fotos 3 e 4 – PRANCHA III).

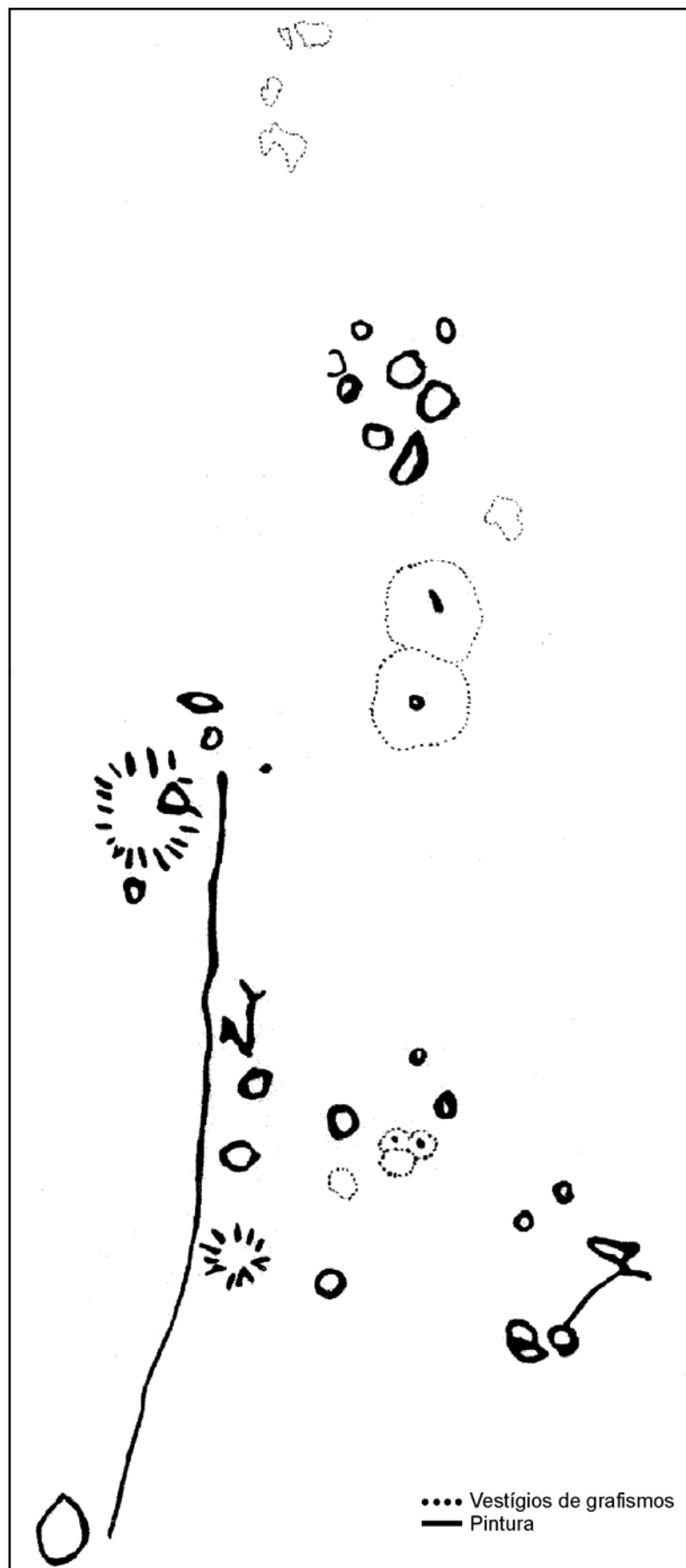


Figura 7.2: Sítio Letreiro do Serrote da Fortuna. Escala 1: 13,50 cm.

A cor predominante das pinturas rupestres é o vermelho escuro, aparentemente mais espesso e consistente que o utilizado no painel rupestre do Serrote da Lagoa do Fogo (Fotos 5 e 6 – PRANCHA III). No Letreiro do Serrote da Fortuna os grafismos também foram elaborados com o dedo, variando a espessura de 1cm a 2 cm.

As dimensões do painel correspondem a 1,80 m de largura e 5,20 m de comprimento. Medimos a altura do teto a partir do solo e de um bloco rochoso que se posiciona abaixo do matacão. As medidas foram de 2,20 m e de 90 cm.

Neste sítio se observa que alguns grafismos foram realizados nas bordas de orifícios naturais, provocados por processos de intemperismo. Sendo assim, na altura da elaboração do painel esses processos de alteração da rocha já estavam em curso.

O sítio não apresenta condições para escavação nas imediações do painel, visto ser constituído de rocha.

Em nenhum momento do dia o sítio é alcançado pela luz do sol.

Sítio Letreiro do Canhotinho (QB 005)

O painel de gravura rupestre localizado no sítio Letreiro do Canhotinho (UTM - 469892E e 9408382N) foi executado em rocha granítica da Suíte Água Doce - Super Suíte Quixeramobim, através do picoteamento (Fotos 1 e 2 – PRANCHA IV).

Com o auxílio de uma lupa utilizada no campo foi possível averiguar que o instrumento utilizado para picotear possuía diâmetro de 0,3 mm. Os sulcos variam de 0,3 mm a 2 cm. Essa última medida pode ser observada, especialmente, em um grafismo que sugere um antropomorfo.

A dimensão do painel corresponde às medidas de 1 m de altura por 2,60 m de largura. O grafismo mais alto posiciona-se a 1,85 m e o mais baixo a 96 cm do solo.

Os grafismos, embora visualmente destaquem-se com certa individualidade, estão todos ligados uns aos outros.

As gravuras foram executadas na única face lisa do matacão. Assim como o Letreiro do Serrote da Onça, a rocha pode ter sido alisada ou, em se tratando de um aspecto natural do suporte rochoso, ter sido escolhida.

Nas proximidades imediatas do painel de gravura não há condições de escavação, pois o matacão posiciona-se em um lajedo. Vale considerar que existe um campo de matacões acerca de 15 m do painel.

Outra evidência foi a localização de um tanque natural que durante o período de chuvas acumula água, muitas vezes, perdurando até o período da seca.

Sítio Pedra do Letreiro (QB 006)

As coordenadas de localização do sítio Pedra do Letreiro são 459834E e 9420426N (UTM).

O painel de gravura rupestre Pedra do Letreiro situa-se no suporte de uma cachoeira e no leito do

riacho Mofumbo (Fotos 3, 4 e 5 – PRANCHA IV). Embora a simbiose de musgos e líquens impeça de serem visualizados os contornos de algumas gravuras, constatamos que os grafismos são individualizados.

As dimensões do suporte da cachoeira correspondem a 24,85 m de largura e de 4,76 m de altura. Vale salientar que algumas gravuras estão recobertas por água ou sedimento. A gravura mais baixa, que não está recoberta pelos dois fatores mencionados, localiza-se a 28 cm do nível da água.

A técnica de execução dessas gravuras foi o polimento profundo. Os sulcos têm larguras que variam de 1,0 cm a 3,5 cm.

As rochas utilizadas como painel correspondem a biotita granada gnaisses da Seqüência Algodões. Em um matacão acima do suporte da cachoeira, no leito do riacho Mofumbo, constatamos a execução de gravuras também com a técnica de polimento. Vale ressaltar que essas gravuras são menores e o polimento é superficial quando comparadas às gravuras do suporte da cachoeira. O que existe em comum é a representação dos grafismos isoladamente.

A reconstituição total dos painéis não foi possível devido à concentração de microorganismos que impediam a visibilidade dos grafismos.

Sítio Pedra Corisco

Um dos únicos sítios identificados na região que apresenta um grafismo zoomorfo reconhecível (lagarto) associado a grafismos puros (abstratos) (Fotos 1 e 2 - PRANCHA V). Localiza-se a leste do morro do Urucu onde se situa o Santuário de Quixadá (UTM - 499707E, 94442262N).

As pinturas encontram-se na parede lisa de um bloco decamétrico de biotita granito fino, branco da Unidade Juatama – Complexo Ceará (Fotos 1 e 2 – PRANCHA V). Sobre o painel podem-se constatar atos de vandalismo. Há marcas de pigmento brancos recobrindo e ao lado das pinturas em tons de vermelho, provavelmente óxido de ferro.

Outros fatores que comprometem a integridade dos grafismos, diz respeito a perturbações bióticas. Em muitas áreas do painel são observados ninhos de vespas e casas de Maria pobre.

Sítio Poço da Serra

Localiza-se a cerca de 12 km da cidade de Uruquê, em braço abandonado pelo rio Quixeramobim, a sua margem esquerda (UTM - 482064E, 9420510N) (Fotos 3 e 4 – PRANCHA V).

O painel apresenta uma dimensão aproximada de 2,20m de comprimento por 1,5m de altura, entretanto, pode ser maior. A base do painel encontra-se recobrindo parte das gravuras, o que sugere a existência de grafismos abaixo dos sedimentos arenosos modernos, depositados durante os períodos mais chuvosos. No painel foram desenhadas letras do alfabeto acima e recobrindo parte das gravuras.

A rocha que serviu de painel às gravuras é um granito porfírico, localmente foliado, contendo megacristais de k-feldspato e plagioclásio contornado por cristais orientados de horblenda da Suíte Muxuré Novo – Super Suíte Quixeramobim.

Sítio Letreiro São José Velho

Localiza-se à margem do leito atual do rio Quixeramobim, sujeito a recobrimento pela água no período de cheia (UTM 482064E e 9420510N) (Fotos 5 e 6 – PRANCHA V). A posição do painel no interior de um pequeno abrigo, o protege de atos de vandalismo. As pinturas consistem de grafismos puros (geométricos) semelhantes com pinturas já descritas no Sítio Serrote da Onça, realizadas com pigmento vermelho, provavelmente óxido de ferro em rocha granítica da Suíte Água Doce – Super Suíte Quixeramobim.

CONSIDERAÇÕES

Existe uma tendência entre arqueólogos brasileiros em incluir na tradição Geométrica os sítios portadores de grafismos puros que não se enquadram nas tradições já definidas para o Nordeste, a tradição Nordeste e a tradição Agreste. No entanto, faz-se necessário considerar uma tendência para geometrização no âmbito dessas tradições, ao invés de partir para novas denominações pouco fundamentadas nas correlações entre o fenômeno gráfico e a cultura material. Ocorre ainda uma série de indefinições quanto ao emprego do termo geométrico, dependendo da disposição de linhas que compõe os grafismos puros, culminando nas definições de tradição Geométrica ou tradição Astronômica.

Portanto, a expressiva presença de grafismos puros nos sítios de arte rupestres estudados na região central do Ceará, leva-nos a identificar semelhanças, a princípio, com os sítios pertencentes à Tradição Agreste.

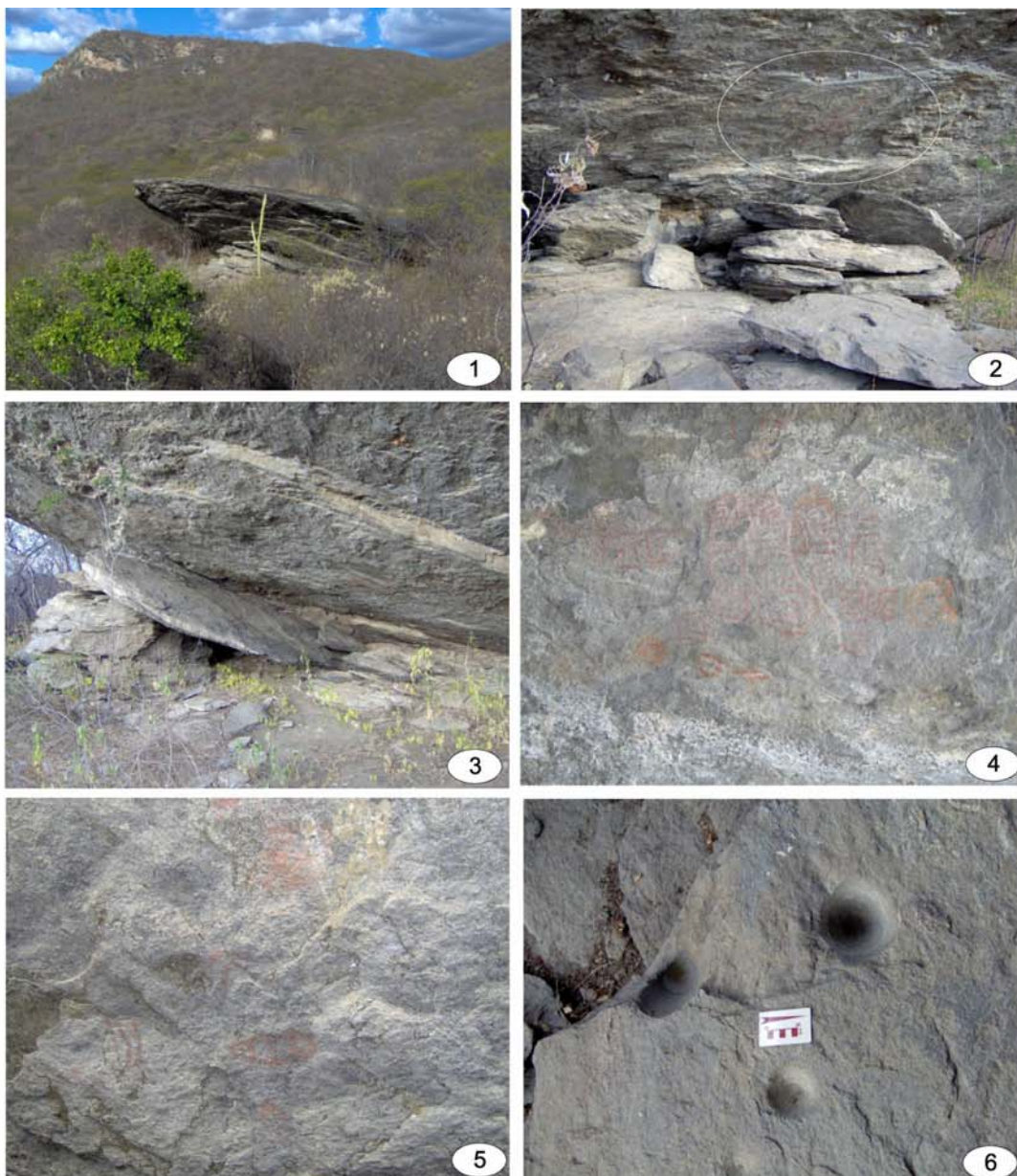
As características essenciais da Tradição Agreste dizem respeito à presença de figuras humanas típicas, a ocorrência considerável de grafismos puros e a escassez de representações animais. No que tange a composição, são raras as representações que indiquem ações, pois, em sua maioria, as figuras aparecem estáticas.

A datação mais recuada da Tradição Agreste recai em 9.000a.C. Embora ocorra uma maior concentração de sítios na região agreste do Estado de Pernambuco, a Tradição Agreste está presente em todo o Nordeste brasileiro. No Sudeste do Piauí foram verificadas duas classes dessa tradição. A primeira, que aparece por volta de 10.000a.C., como intrusão nos painéis da Tradição Nordeste, apresenta figuras humanas isoladas, totalmente preenchidas e de cor vermelha mais escura que as da Nordeste. A técnica de realização gráfica é menos cuidada e é ressaltado o efeito óptico de um preenchimento que se evidencia diante a delineação da figura humana. A segunda classe da Tradição Agreste ocorre por volta de 6.000a.C. Nesse período as figuras representadas são de grande tamanho, completamente preenchidas com ocre bastante escuro. Ao contrário do período ou classe anterior, ocorre negligência no plano técnico quanto à delineação da figura e ressalta-se o impacto visual provocado pela mancha de cor.

Diante do atual estado de conhecimento para sítios onde há predominância de grafismos puros, emergem algumas ponderações. Primeiro, faz-se necessário considerar que estamos, no presente, observando sítios que já sofreram processos de intemperismo que, em maior ou menor proporção, afetaram os painéis. Em muitos deles identificamos alguns vestígios de grafismos, e nada nos assegura que tais vestígios sejam também de grafismos puros ou dos emblemáticos do universo

reconhecível constatados na tradição Agreste. Segundo, mesmo estando diante de painéis que apresentam predominantemente grafismos puros, o problema que emerge e a hipótese que levantamos é que, em dado momento, os pintores da tradição Agreste tenham abolido de seus painéis os motivos figurativos, do universo reconhecível, os considerados emblemáticos.

Uma hipótese complementar é que outros grupos pertencentes à mesma linha de orientação cultural, situados em contextos ecológicos que guardam algumas semelhanças, tenham partilhado da mesma técnica, principalmente a pintura em variados tons de óxido de ferro, e apenas, escolheram temáticas diferentes que, excluía, completamente, os grafismos reconhecíveis.



PRANCHA I

Foto 1 - Afloramento de biotita-granada xisto do Complexo Quixeramobim, situado na vertente oeste da Serra de Santa Maria, onde localiza-se o Sítio Arqueológico Letreiro de Santa Maria.

Foto 2 - Detalhe do painel gerado pelo abatimento de blocos segundo os planos de foliação da rocha. No bloco situado na porção inferior da foto encontram-se três pilões com cerca de 3 a 8cm de diâmetro.

Foto 3 - Detalhe da porção inferior do painel visto de lado. O bloco basculado provém do deslocamento segundo os planos de xistosidade da rocha.

Foto 4 - Conjunto de grafismos puros, vermelhos e alaranjados no painel de pinturas rupestres na porção superior do sítio arqueológico Letreiro do Serrote de Santa Maria.

Foto 5 - Grafismos puros, em vermelho, situados na base do painel de pinturas rupestres do Sítio Letreiro Serrote de Santa Maria.

Foto 6 - Pilões escavados na porção superior de bloco situado na base do painel de pinturas rupestres do sítio Sítio Letreiro Serrote de Santa Maria.



PRANCHA II

Foto 1 - Sítio Letreiro do Serrote da Onça posicionado sobre afloramento granítico da Suíte Muxuré Novo (UTM - 469892E,9408382N).

Foto 2 - Grafismos realizados, provavelmente, com os dedos existentes na face vertical e lisa de matacão granítico do Sítio Letreiro do Serrote da Onça.

Foto 3 - Conjunto de *Inselbergs* granito-gnaissicos vistos da localidade de Encantado. Aproximadamente à sudeste dos sítios Serrote da Logoa do Fofô e Serrote da Fortuna.

Foto 4 - Lagoa do Fofô (a frente) e afloramento granítico da Suíte Muxuré Novo (ao fundo) onde situa-se o painel de pintura rupestre do Sítio Serrote da Lagoa do Fofô.

Foto 5 - Detalhe do painel de pinturas rupestres do Sítio Serrote da Lagoa do Fofô. Ao fundo a Lagoa do Fofô.

Foto 6 - Grafismo puro, em vermelho, observado no painel do Sítio Serrote da Lagoa do Fofô.



PRANCHA III

Foto 1 - Grafismos puros, em vermelho, um deles desenvolvido em remobilizado quartzo-fedspático no painel de pinturas rupestres do sítio Letreiro do Serrote da Lagoa do Fofô.

Foto 2 - Provável representação de um agrupamento de três serrotes (geomorfo) situado na porção inferior do painel rupestre do Sítio Serrote da Lagoa do Fofô.

Foto 3 - Sítio Letreiro do Serrote da Fortuna, localizado em matacão granito-gnaissico da Suíte Muxuré Novo (UTM - 464846E e 9393908N).

Foto 4 - Setor do matacão onde localiza-se o painel de pinturas rupestres do sítio Letreiro do Serrote da Fortuna.

Fotos 5 e 6 - Detalhe dos grafismos que compõem o painel rupestre do sítio Letreiro do Serrote da Fortuna. A grande maioria dos grafismos possuem cor vermelho escuro, e alguns foram realizados nas bordas de cavidades naturais geradas por processos de intemperismo.



PRANCHA IV

Fotos 1 e 2 - Gravuras executadas em rochas graníticas da Suíte Água Doce através da técnica de picoteamento, com instrumento apresentando espessura de aproximadamente 0,3 mm. Apesar de aparentarem certa individualidade, os grafismos estão ligados uns aos outros. Sítio Letreiro do Canhotinho (UTM 469892E e 9408382N)

Foto 3 - Detalhe das gravuras rupestres realizadas no suporte gnaissico de uma cachoeira situada no leito do riacho Mofumbo. Sítio Pedra do Letreiro.

Fotos 4 e 5 - Gravuras rupestres observadas no sítio Pedra do Letreiro. As gravuras cosntituem elementos individualizados executados com a técnica de polimento profundo em biotita granada gnaisse da Seqüência Algodões.



PRANCHA V

Fotos 1 e 2 - Pannel de pinturas rupestres do sítio arqueológico Pedra Corisco localizado a leste do Santuário de Quixadá (UTM 499707E e 94442262N). As pinturas encontram-se na parede lisa de bloco decamétrico de biotita granito branco da Unidade Juatama - Complexo Ceará. A foto 2 destaca o único grafismo zoomorfo reconhecível (lagarto), até o momento, na região de Quixeramobim. Referido zoomorfo encontra-se associado a grafismos geométricos, e encontra-se assim como os outros recobertos por pigmento branco mais novo.

Fotos 3 e 4 - Pannel de gravuras do Sítio Poço da Serra localizado a cerca de 12 km da cidade de Uruquê, a margem do rio Quixeramobim. É provável que existam gravuras abaixo dos sedimentos recentes depositados pelo rio. A foto 4 ilustra um detalhe do pannel e a sobreposição parcial deste por letras do alfabeto na porção superior.

Fotos 5 e 6 - Grafismos geométricos realizados com pigmento vermelho em blocos graníticos da Suíte Água Doce, semelhantes com pinturas já descritas no sítio Letreiro do Serrote da Onça.

8. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

A execução deste trabalho permitiu caracterizar e individualizar as seguintes unidades lito-estratigráficas distribuídas da base do para o topo da seguinte forma: O Complexo Cruzeta, está representado por paragneisses e ortogneisses variavelmente migmatizados, intercalados por rochas metabásicas e metaultrabásicas localmente mineralizadas em Cr, Ni e PGe, formações ferríferas bandadas e turmalinitos. Estas rochas são caracterizadas por uma foliação de baixo ângulo, exceto em "shear zones" localizadas. As idades até hoje obtidas, neoarqueana a paleoproterozóica (2,14Ga - 3,27Ga U-Pb; 2,32Ga - 3,16Ga Sm/Nd), sugerem a existência de núcleos arqueanos isotopicamente renovados no Paleoproterozóico. Estes núcleos, embora conhecidos, não foram individualizados cartograficamente em função da inexistência de características texturais e/ou estruturais que os distingam das demais rochas paleoproterozóicas.

A Unidade Algodões está constituída por ortogneisses e paragneisses bandados contendo intercalações de anfibolitos com até 600 m de espessura e, subordinadamente, xistos pelíticos e semipelíticos. A similaridade química de seus anfibolitos, com aqueles do Complexo Cruzeta, bem como seu modo de ocorrência, sugere que ela seja parte integrante deste Complexo, entretanto, não foram encontradas até agora, idades arqueanas, apenas paleoproterozóicas (2,00Ga - 2,76Ga Sm/Nd) sugerindo alternativamente que ela possa ser uma unidade supacrustal paleoproterozóica assentada sobre os núcleos arqueanos.

Intrudidos nas seqüências supra, encontramos a Suíte Madalena representada por uma série cálcio-alcálica de baixo K, especialmente metatonalitos, (2,16Ga U/Pb; 2,39Ga Sm/Nd) e os tonalitos e granodioritos, variavelmente deformados, que constituem a série cálcio-alcálica de baixo a médio K da Suíte Sitio dos Bois, esta ocorrendo preferencialmente na Folha Quixeramobim. Pelo menos em parte, a suíte Sítio dos Bois equivale à Suíte Madalena.

Sob a designação de Complexo Ceará, estão agrupadas várias seqüências metassedimentares pelito-aluminosas de idade meso-neoproterozóica, distribuídas de forma descontínua, por todo o Domínio Central e que têm seus nomes em conformidade geográfica. Neste trabalho, a Unidade Independência foi dividida em várias sub-unidades que receberam as denominações de São José dos Guerra, (2,34Ga Sm/Nd) Lázaro (2,06Ga - 3,06Ga Sm/Nd), Guia (1,27Ga-3,40Ga, Sm/Nd), Itatira (1,49Ga-3,53Ga Sm/Nd). A Unidade Quixeramobim teve parte de seus antigos domínios redefinidos como Unidade Juatama.

Estas seqüências metassedimentares ocorrem como *nappes* e exibem-se metamorfisadas na fácies anfibolito alto, zona da silimanita, com produção local de fluidos anatéticos. A profusão de lineações de estiramento minerais e falhas inversas regionais indicando transporte tectônico horizontal de *nappes*, de modo geral, para sul, sugere a atuação de esforços regionais

compressivos que foram absorvidos no desenvolvimento e/ou reativação de zonas de cisalhamento transpressivos dúcteis, exemplificadas pela Unidade Milonítica Senador Pompeu. A dinâmica sinistral deste cisalhamento, dirigida por tensores regionais σ_{1H} , σ_{2H} e σ_{3V} induziu à dilatação de anisotropias regionais e/ou formação de fraturas extensionais com conseqüente fusão parcial de rochas em ambientes profundos, pela decompressão isotermal local.

Em regiões onde a produção de líquidos magmáticos se fez ao longo da foliação, foram geradas quantidades importantes de metatexitos e diatexitos, possibilitando, por exemplo, a individualização de unidades litoestratigráficas, como é o caso da Unidade Juatama, gerada a partir da Unidade Quixeramobim.

Em paralelo, provavelmente na mesma época (Neoproterozóico) e mecanismo idêntico, abundante fusão parcial em metassedimentos Orós, gerou o complexo metatexítico/diatexítico e leucogranitos associados, agrupados sob a denominação de Complexo Acopiara.

As suítes Nenelandia (561Ma U/Pb; 1,47Ga - 2,11Ga Sm/Nd) e Banabuiú, constituídas por leucogranitos do tipo S, bem como o distrito pegmatítico Berilandia e ainda as suítes Aroeiras, Quixadá (585Ma U/Pb; 597Ma Pb/Pb; 1,83Ga Sm/Nd) e Rio Quixeramobim (587Ma U/Pb; 1,90Ga Sm/Nd)) também foram geradas neste estágio magmagênico, estas três últimas diferenciando-se, por apresentar enclaves microgranulares e diques sinplutônicos máficos, sugerindo a participação local de magmas mantélicos.

Uma inversão nos movimentos regionais, agora com dinâmica dextral transpressional, produziu deformação generalizada nos granitos supra e encaixantes, neles imprimindo os critérios cinemáticos hoje observados.

No que diz respeito aos recursos minerais, as regiões estudadas, embora lateralmente contíguas, apresentam certas particularidades. No caso da Folha Quixeramobim ressalta-se, sobretudo o distrito pegmatítico com uma dezena de corpos pegmatíticos, principais fontes de minerais industriais (caulim, feldspato, mica e quartzo), bem como, de quase toda a produção de minerais gemológicos ("pedras preciosas e semi-preciosas") do Estado do Ceará. Estes pegmatitos vêm sendo explorados, ainda de maneira rudimentar, com operações de lavra semi-mecanizada, por garimpeiros e empresas de mineração de pequeno porte, há várias décadas. Entretanto, sua exploração pode ser aperfeiçoada à medida que se avança nos conhecimentos geológicos dos pegmatitos e das condições estruturais para o desenvolvimento das frentes de lavra, fatores imprescindíveis para um melhor cálculo das reservas e o planejamento da lavra.

È destaque também o grande volume de rochas granitóides frescas, em forma de lajedos e matacões que sustentam as principais elevações da região, ocupando quase um quarto da área, que podem ser explorados tanto como rochas ornamentais como britas. Aliás, duas pedreiras de rochas graníticas ornamentais já são exploradas na região (Faz. Salva Vidas e Faz. Gouvêa).

Além desses recursos, existem as ocorrências de mármore dolomíticos que apresentam importante potencial para agricultura, como corretivos de solos.

Vale ressaltar também o potencial do setor geoturístico e geoarqueológico da região, marcado pela paisagem na forma de inselbergs e monólitos já bastante difundida na região e pela existência de

pinturas rupestres e gravuras em rochas gnáissicas e graníticas em geral, sendo cadastrados e georeferenciados durante o Projeto mais de uma dezena de sítios com arte rupestre, alguns deles adjacentes a lagoas onde foram descritas ocorrências de fósseis da megafauna pleistocência.

Na folha Boa Viagem o destaque é dado às formações ferríferas bandadas do Complexo Cruzeta, até então não cartografadas ou mesmos desconhecidas. Como se sabe, as formações ferríferas bandadas, além de ser as principais fontes de ferro podem estar associadas a ocorrências de manganês e ouro. Na região, uma das lentes estudadas revelou uma anomalia de arsênio, elemento farejador do ouro, da ordem de 563ppm, enquanto o teor de Au apresentou valor da ordem de 36ppb. Merece destaque ainda algumas ocorrências de cromita estratiforme que ocorrem na Folha Mombaça, a sul da região, mas que podem prolongar-se pela Folha Boa Viagem, nas imediações da sede de Pedra Branca.

Outros recursos importantes são as rochas ornamentais e os mármore dolomíticos. No primeiro caso, destaca-se os granitos brancos da localidade Barra Nova, zona urbana de Boa Viagem, e a potencialidade dos granitos da região para a fabricação de britas. No segundo, merece destaque as ocorrências de mármore dolomíticos que apresentam importante potencial para agricultura, sob forma de corretivos de solos.

Na folha Itatira o principal bem mineral é a jazida fósforo-uranífera de Itataia, com reservas lavrável da ordem de 79,5 milhões t de minério, contendo teor médio de P₂O₅ e U₃O₈ de 11% e 998ppm, respectivamente. Sua exploração pode alavancar o desenvolvimento da região, cuja população têm baixo índice de desenvolvimento social. Além desta jazida tem-se registrado cerca de três dezenas de lentes de mármore calcíticos e dolomíticos que podem ser empregados tanto como corretivos de solos na agricultura como podem ser empregados como rocha ornamental.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, A. R. **Petrologia e aspectos tectônicos do Complexo Granítico Quixadá - Quixeramobim-CE**. 1995. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995. Inédito.

ALMEIDA, A. R.; ULBRICH, H. H. G. J.; MCREATH, I. O Batólito Quixadá: petrologia e geoquímica. **Revista de Geologia**, Fortaleza, v. 12, p. 29-52, 1999.

ALMEIDA, A. R.; ULBRICH, H. H. G. J. O Batólito Granítico Quixeramobim-Ce: aspectos estruturais internos e mecanismo de alojamento crustal. **Revista de Geologia**, Fortaleza, v. 16, n. 2, p. 81-98, 2003.

ALMEIDA, F. F. M. *et al.* Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8., 1977, Campina Grande. **Boletim Resumos**. Campina Grande: SBG, 1977. v. 6, p. 363-391.

ALMEIDA, F. F. M. *et al.* Radiometric age determinations from Northern Brazil. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, São Paulo, v. 18, n. 1, p. 3-14, 1968.

ANGEIRAS, A. G.; NETO A. M.; CAMPOS, M. Mineralização fósforo-uranífera, associada a epissienitos sódicos no Pré-Cambriano cearense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., **Anais...** Recife: SBG, 1978. v. 1, p. 341. 1978.

ARTHAUD, M. H. *et al.* Caracterização estrutural e radiométrica da Nappe de Itatira, Ceará Central. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 52., 2004, Araxá. MG. **Anais...** Araxá: SBG, 2004. S07, p. 1055.

ARTHAUD, M. H. *et al.* Main structural features of Precambrian domains from Ceará (NEBrazil). INTERNATIONAL CONFERENCE ON BASEMENT TECTONICS, 14., Ouro Preto. **Abstracts**, Ouro Preto: UFOP/Escola de Minas, 1998a. p. 84-85.

ARTHAUD, M. H.; LANDIM, D. F. Relações da seqüência metassedimentar de Quixeramobim com seu embasamento. In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 16., 1995, Recife. **Atas...** Recife: SBG, 1995. v. 1, p. 125-128.

ARTHAUD, M. H.; TORQUATO, J. R.; NOGUEIRA NETO, J. A. A deformação do granito Serra Branca-Complexo Granítico de Quixadá – Quixeramobim (CE). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém. **Anais...** Belém: SBG, 1988. v. 3, p. 1015-1023.

ARTHAUD, M. H.; VASCONCELOS, A. M.; OLIVEIRA, F. V. C. As seqüências metassedimentares do Ceará Central. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998, Belo-Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: SBG, 1998.

ARTHAUD, M. **Tectônica de nappes e espessamento crustal brasileiro na região de Madalena, Boa Viagem, Ceará Central**. 2005. 76 f. Monografia (Exame de Qualificação) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília - UNB, 2005. no prelo.

ASHWORTH, J. R. Introduction. In: _____. (Ed.). **Migmatites**. Glasgow: Blackie, 1985. p. 1-35.

BAKER, P. Petrologie des laves dans les zones de subduction. In: GIROD, M. (Ed.). **Les Roches Volcaniques**. Paris: Doin Editeurs, 1978. p. 136-165.

BAU, M.; MÖLLER, P. Rare earth element systematics of the hemically precipitated component in Early Precambrian iron formations and the evolution of the terrestrial atmosphere-hydrosphere-lithosphere system. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, n. 57, p. 2239-2249, 1993.

BAU, M. Rare earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium. **Chemical Geology**, n. 93, p. 219-230, 1991.

BRAGA, de P. G.; MENDONÇA, J. C. G. **Seqüências vulcano-sedimentares de Orós e Jaguaribe, Folhas SB-24-Z-A-I, Região Sudeste do Ceará**. Fortaleza: NUCLEBRÁS/CEMINAS, 1984. (Relatório inédito).

BRITO NEVES, B. B. *et al.* Tectonic history of the Borborema Province, NW Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro. **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: SGB, 2000. p. 151-182.

BRITO NEVES, B. B. **Regionalização geotectônica do Pré-cambriano nordestino**. 1975. 198 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1975.

BROWN, M. *et al.* Melt segregation in migmatites. **Journal of Geophysical Research**, n. 100, p. 15655-15679, 1995.

BROWN, M. The definition of metatexis, diatexis and migmatite. **Proceedings of the Geological Association**, n. 84, p. 371-382, 1973.

BROWN, M. The generation, segregation ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally derived granite connection in thickened orogens. **Earth-Science Reviews**, Amsterdam, v. 36, p. 83-130, 1994.

BROWN, M. The petrogenesis of some migmatites from the Presqu'île de Rhuys, southern Brittany, France. In: ATHERTON, M. P.; GRIBBLE, C. D. (Eds.). **Migmatites, melting and metamorphism: proceedings of the Geochemical Group of the Mineralogical Society**. Nantwich: Shiva, 1983. p. 174-200 (Shiva Geology Series).

BROWN, M. The petrogenesis of the St-Malo migmatite belt, Armorican Massif, France, with particular reference to the diatexites. **Neues Jahrbuch für Mineralogie**, Abhandlungen, n. 135, p. 48-74, 1979.

BUCHER, K.; FREY, M. **Petrogenesis of Metamorphic Rocks**. Berlin: Springer, 1994.

CABY, R.; ARTHAUD M. H.; ARCHANJO C. J. Lithostratigraphy and petrostructural characterization of supracrustal units in the Brasiliano Belt of Northeast Brazil: geodynamic implications. **J. South Amer. Earth Sciences**, Barking Essex, n. 8, p. 235-246, 1995.

CABY, R.; ARTHAUD M. H. Major Precambrian nappes of the Brazilian Belt. Ceará, Northeast Brazil. **Geology**, Boulder, n. 14, p. 871-874, 1986.

CABY, R., BERTRAND, J. M.; BLACK, R. Oceanic closure and continental collision in the Hoggar-Ifforas Pan-African segment. In: KRÖNER, A. (Ed.). **Precambrian Plate Tectonics**. Amsterdam: Elsevier, 1981. p. 407-434.

CABY, R. *et al.* Crustal evolution and Brasiliano orogeny in Northeast Brazil. In: DALLMEYER, R. D.; LECORCHÉ, J. P. (Eds.). **The West African Orogens and Circum Atlantic Correlatives**. Springer-Verlag, 1991. p. 373-397.

CAMPOS, M.; *et al.* **Projeto Rio Jaguaribe**. Recife: CPRM/DNPM, 1976. v. 1.

CASTRO, G. L. **Litogeoquímica e isótopos estáveis de carbono e oxigênio das rochas metassedimentares hospedeiras da jazida fósforo-uranífera de Itataia-Santa Quitéria, Ceará**. 2001, 195 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2001.

CASTRO, N. A.; BASEI, M. A. S.; SATO, K. Nd data from Central Ceara Domain: archean relicts, paleoproterozoic record and neoproterozoic crustal reworking. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4., 2003, Salvador. **Short Papers**. Salvador: CBPM/IRD, 2003. p. 161-163.

CASTRO, N. A. **Evolução geológica proterozóica da região entre Madalena e Taparuaba, Domínio Tectônico Ceará Central (Província Borborema)**. 2004. 221 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2004.

CATHELINÉAU, M. The hydrothermal alkali metasomatism effects on granitic rocks quartz dissolution and related subsolidus changes. **Journal of Petrology**, v. 27, p. 945-965, 1986.

CAVALCANTE, J. C. *et al.* **Mapa geológico do Estado do Ceará – Escala 1:500.000**. Fortaleza. MME/CPRM, 1983.

CAVALCANTE, J. C. *et al.* **Mapa geológico do Estado do Ceará – Escala 1:500.000**. MME/CPRM. 2003.

CERNY, P.; BURT, D. M. Paragenesis, crystallochemical characteristics, and geochemical evolution of micas in granite pegmatites. – In: Bailey, S. W. (Ed.). **Micas**. Washington, D. C.: Mineralogical Society of America, 1984. v. 13, p. 257-297.

CERNY, P.; ERCIT, T. S. The classification of granitic pegmatites revisited. **Canadian Mineralogist**, Québec, v. 43, p. 6, p. 2005-2026, 2005.

CERNY, P. Rare-element granitic pegmatites. Part I: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. **Geosci. Can.** v. 18, n, 2, p. 49-67, 1991.

CHAFETZ, H. S.; ZHANG, J. Authigenic euhedral megaquartz crystals in a Quaternary dolomite. **J. Sedimentary Research, Boulder**, v. 68, n. 5, p. 994-1000, 1998.

CORREIA-NEVES, J. M. **Curso de geologia econômica de pegmatitos**. 1985. 80 f. Apostila (Curso de Extensão) - Instituto de Geociências. Universidade Federal da Bahia, Salvador, 1985.

DALY, R. A. The mechanism of igneous intrusion. **American Journal of Science**, Stanford, n. 16, p. 107-126, 1903.

DANA, J. D. **Manual de Mineralogia**. São Paulo: USP, 1983. 642 p.

DANTAS, E. L. *et al.* Archean accretion in the São José de Campestre Massif, Borborema Province, Northeast Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 28, n. 2, p. 221-228, 1998.

DEER, W. A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. **Rock forming minerals: non silicates**. London, Logman, 1962 v. 5, 371 p.

DE PAOLO, D. J. Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 53, p. 189-202, 1981a.

ELDERFIELD, H. The oceanic chemistry of the rare-earth elements. **Philosophical Transactions of the Royal Society**, London, n. 325, p. 105-106, 1988.

EVENSEN, N. M.; HAMILTON, P. J.; O'NIONS R. K., Rare earth abundance in chondritic meteorites. **Geochimica Cosmochimica Acta**, n. 42, p. 1199-1212, 1978.

FAVALI, J. C. **Contribuição ao estudo das mineralizações fosfáticas uraníferas da jazida de Itataia**: nota técnica – EFOR. PM 01/81. Rio de Janeiro, 1982. Relatório NUCLEBRÁS.

FERREIRA, V. P.; SIAL, A. N. Mica-pyroxenite as probable source for ultrapotassic and potassic magmas in northeastern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 65, n. 1, p. 51-61, 1993.

FETTER, A. H. *et al.* Evidence for neoproterozoic continental arc magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of West Gondwana. **Gondwana Research**, Japan, v. 6, p. 265-273, 2003.

FETTER, A. H. *et al.* UPb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the existence of the Paleoproterozoic Supercontinent "Atlantica". **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 30, n. 1, p. 102-106, 2000.

FETTER, A. H. **U/Pb and Sm/Nd Geochronological Constraints on the Crustal Framework and Geologic History of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil**: implications for the Assembly of Gondwana. 1999. 164 f. Thesis. (PhD) - Department of Geology, Kansas University, Kansas, 1999.

FLEET, A. J. Aqueous and sedimentary geochemistry of the rare earth elements. In: HENDERSON, P.; FYFE, W. S (Eds.). **Rare Earth Element Geochemistry**. New York: Elsevier, 1984. p. 343-373.

FOLLEY, S. Vein-plus-wall rock melting mechanism in the lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas. **Lithos**, Berlin, n. 28, p. 435-453, 1992.

FOWLER, M. B. Elemental and O-Sr-Nd isotope geochemistry of the Glen Dessary syenite, NW Scotland. **Jour. Geol. Soc.**, London, n. 149, p. 209-220, 1992.

FROST, T. P.; MAHOOD, G. A. Field, chemical and physical constraints on mafic-felsic magma interaction in the Lamark Granodiorite, Sierra Nevada, California. **Bulletin of the Geological Society of America**, n. 99, p. 272-291, 1987.

FYFE, W. S. **Notes on the Itataia Deposit**. Relatório de consultoria. Rio de Janeiro: DNPM/DIAOP. NUCLEBRÁS. 1976. Inédito.

GANDINI, A. L. *et al.* Classificação geoquímica dos corpos pegmatíticos do Campo de Marilac com Base em Muscovitas – Minas Gerais, Brasil. In: CONGRESSO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA, 6., 1999, Porto Seguro. **Bol. Res.** Porto Seguro: SBGq, 1999. p. 58-61.

GARCIA, M. G. M.; ARTHAUD, M. H. Caracterização de trajetória P-T em nappes brasileiras: região de Boa Viagem/Madalena – Ceará Central (NE Brasil). **Rev. Geol.**, n. 17, p. 173-191, 2004.

GILL, J. **Orogenic Andesites and Plate Tectonics**. New York: Springer-Verlag, 1981. 390 p.

GÓES, D. L.; FERNANDES H. **Geologia da região de Quixeramobim-CE**. Relatório (Graduação). 1981. Inédito.

GOMES, J. R. C. *et al.* **Projeto Radam Brasil, Folhas SB. 24/25-Jaguaribe/Natal (Geologia/Mapeamento Regional)**. Rio de Janeiro, 1981. v 23, p. 27-176.

GORDIYENKO, V. V. Diagrams for prediction and evaluation of rare-metal mineralization in granitic pegmatites from variations in composition of potassic feldspars. **Doklady Akademii nauk SSSR**, Moskva, v. 228, p. 149-151, 1976.

GRAUERT B.; WAGNER, M. E. The age of granulite facies metamorphism of Wilmington Complex, Delaware-Pensilvania Piedmont. **American Journal of Science**, Stanford, n. 275, p. 683-691, 1975.

GREEN, D. H.; WALLACE, M. E. Mantle metasomatism by ephemeral carbonatite melts. **Nature**, London, n. 336, p. 459-462, 1988.

HAGGERTY, S. E. Superkimberlites: a geodynamic diamond window to Earth's core. **Earth and Planetary Science Letters**, Atlanta, v. 122, p. 57-69, 1994.

HARMON, R. S. *et al.* Chemical and isotopic systematics of the Caledonian intrusions of Scotland and Northern England: a guide to magma source region and magma-crust interaction. **Phil. Trans. R. Soc.**, London, n. 10, p. 709-742, 1984.

HASKIN, L. A. *et al.* Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. In: AHRENS L. H. (Ed.). **Origin and distribution of the elements**. Oxford: Pergamon, 1968. v. 1, p. 889-911.

HAWKESWORTH, C. J.; VOULMER, R. Crustal contamination versus enriched mantle: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ evidence from the Italian volcanics. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, New York, v. 69, p. 151-165, 1979.

HAWTHORNE, F. C.; HENRY, D. J. Classification of the tourmaline group. **European journal of Mineralogy**, Paris, n. 11, p. 201-215, 1999.

HOLSER, W. T. Evaluation of the application of rare-earth elements to paleoceanography. **Palaeo**, n. 132, p. 309-323, 1997.

IONOV, D. A. *et al.* Carbonated peridotite xenoliths from Spitsbergen: implication for trace elements signature of mantle carbonate metasomatism. **Earth and Planetary Science Letters**, Atlanta, v. 119, p. 283-289, 1993.

IONOV, D. A.; HOFMANN, A. W. Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas: implications for subduction-related metasomatic trace element fractionations. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 131, p. 341-356, 1995.

JARDIM DE SÁ, E. F. **A faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan Africana**. 1994. 803 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Distrito Federal, 1994.

JOPLIN, G. A. The shoshonite association: a review. **Jour. Geol. Soc.**, Australia, v. 15, p. 275-294, 1968.

KARIG, D. E. Evolution of arc systems in the western Pacific. **Earth and Planetary Science Letters**, Atlanta, v. 2, p. 51-75, 1974.

KAUFMAN, A. J.; KNOLL, A. H. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. **Precambrian Research**, Berlin, v. 73, p. 27-49, 1995.

LAGE, M. C. S. M.; HUGON, P.; MARQUES, M. Os pigmentos pré-Históricos de Grafismos Rupestres do Sertão Central do Ceará: análise química e reconstituição da técnica de realização. **FUMDHAMENTOS**, São Raimundo Nonato (PI), v. 1, n. 3, p. 147-161, 2003.

LAMEYRE, J.; BOWDEN, P. Plutonic rock type series: discrimination for various granitoids series and

related rocks. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, Paris, n. 14, p. 169-186, 1982.

LEAL, NETO, A. **Pegmatito Várzea Torta**: caracterização geoquímica e relações com os granitos de Anatexia adjacentes. 2004. 107 f. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2004.

LEROY, J. Episyénitisation dans les gisements d'uranium du Bernardan (Marche): comparaison avec des gisements similaires du Nord-Ouest du Masif Central français. **Mineralium Deposita**, New York, v. 19, p. 26-35, 1984.

MARCIANO, V. R. P. R. O. *et al.* Classificação dos corpos pegmatíticos da Borda Ocidental do Cráton São Francisco, através do estudo das Muscovitas. In CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. **Boletim de Resumos Expandidos...** São Paulo: SBG, 1992. p. 5-6.

MARKUNIN, A. S. **Spectroscopy, luminescence and radiation centers in minerals**. Berlin: Springer-Verlag, 1979. 352 p.

MARQUES JR., F. *et al.* Química mineral de turmalinas do pegmatito Bom Jesus de Baixo, Banabuiú, Ceará: resultados preliminares. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 20., 2003, Fortaleza, **Boletim de Resumos**. Fortaleza: SBG, 2003. p. 57.

MARQUES JR., F. **Geologia do campo pegmatítico de Berilândia-Ce**. 1992. 152 f. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1992.

MARQUES JR., F.; NOGUEIRA NETO, J. A. Considerações petrogenéticas do campo pegmatítico de Berilândia (CE). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. **Boletim de Resumos Expandidos...** São Paulo: SBG, 1992. p. 53-54.

MARQUES JR., F.; NOGUEIRA NETO, J. A.; NÉRI, T. F. O. Contribuição à geologia do campo pegmatítico de Berilândia, Ceará. IN: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém. **Anais...** Belém: SBG, 1988. v. 1, p. 329-337.

MARQUES, M. **Grafismos rupestres da região do Sertão Central do Ceará**: análise técnica e estado de conservação. 2002. 220 f. Dissertação (Mestrado) - Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, 2002.

MARQUES, M.; VERÍSSIMO, C. U. V. Acervo de arte rupestre da Região do Sertão Central do Ceará: seleção de recursos naturais e estado de conservação. REUNIÃO BRASILEIRA DE ANTROPOLOGIA - NAÇÃO E CIDADANIA, 24., 2004, Olinda. **Anais...** Olinda: ABA, 2004. v. 1, p. 57.

MARTINS, G. *et al.* Geochemistry and geochronology of the Algodões sequence, Ceará, NE Brazil: a paleoproterozoic magmatic arc in the Central Ceará domain of the Borborema Province? In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998, Belo-Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: SBG, 1998. p. 28.

MARTINS, G. **Litogeoquímica e controles geocronológicos da Suíte Metamórfica Algodões-Choró**. 2000. 218 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências. Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2000.

MARTINS, G.; OLIVEIRA, E. P. Arcabouço litoestrutural da suíte metamórfica Algodões-Choró, Domínio Ceará Central da Província Borborema. **Revista de Geologia**, Fortaleza, v. 17, n. 1, p. 38-51, 2004.

MCLENNANT, S. M.; FREYER, B. J.; YOUNG, G. M. The geochemistry of the carbonate rich Espanhola Formation (Huronian) with emphasis on the rare earth elements. **Canadian Journal of Earth Sciences**, v. 16, p. 230-239, 1979.

MENDONÇA, J. C. G. S. *et al.* Caracterização estratigráfica dos metassedimentos da região de Itataia – Ceará (Grupo Itataia). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982, Salvador. **Anais...** Salvador: SBG, 1982. v. 1, p. 325–338.

MENDONÇA, J. C. G. S. *et al.* Jazida de Urânio de Itataia-CE. In DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL. **Principais depósitos minerais do Brasil**, Brasília, 1984. v. 1, p. 121-131.

MICHARD, A. *et al.* Rare earth elements and uranium in high temperature solutions from the East Pacific Rise hydrothermal vent fields (13°N). **Nature**, London, n. 303, p. 795-797, 1983.

MONIÈ, P.; CABY, R.; ARTHAUD, M. H. Timing of the Neoproterozoic Brasiliano orogeny in northeast Brazil: ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages and petrostructural data from Ceará. **Precambrian Research**, Berlin, n. 81, p. 241-264, 1997.

MOORE, W. J. **Igneous rocks in the Bingham Mining District Utah**. Colorado: geological Survey, 1973. 42 p. (Professional Paper. 629b).

MORRISON, G. W. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. **Lithos**, Berlin, n. 13, p. 97-108, 1980.

MORTEANI, G.; SCHLEY, F.; MÖLLER, P. On the formation of magnesite. In: Schneider, H. J. (Ed.). **Mineral deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe**. Berlin: Springer-V, 1983. p. 105-116.

NETO, A. M. **Contributions à la minéralogie, à la pétrographie et à la métallogenie du gisement phosphoro-uranifère d' Itataia-Ceará-Brésil**. 1983. 225 f. Thèse (Doctorat) - L'U. E. R. de Sciences Exactes et Naturelles de L'Université de Clermont II, Paris, 1983.

NOGUEIRA, J. F. **Estrutura, geocronologia e alojamento dos batólitos de Quixadá, Quixeramobim e Senador Pompeu – Ceará Central**. 2004. 123 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2004.

NOTHDURFT, L. D.; WEBB, G. E.; KAMBER, B. S. Rare earth element geochemistry of Late Devonian reefal carbonates, Canning Basin, Western Australia: confirmation of a seawater REE proxy in ancient limestones. **Geochimica Cosmochimica Acta**, Washington, v. 68, n. 2, p. 263-283, 2004.

NOZAKI, Y.; ZHANG, J.; AMAKAWA, H. The fractionation between Y and Ho in the marine environment. **Earth and Planetary Science Letters**, Atlanta, v. 148, p. 329-340, 1997.

PAGEL, M.; LETERRIER, J. The subalkaline potassic magmatism of the Balloons massif (southern Vosges, France): shoshonitic affinity. **Lithos**, Berlin, n. 13, p. 1-10, 1980.

PARENTE, C. V.; ARTHAUD M. O sistema Orós-Jaguaribe no Ceará, NE do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 25, p. 297-306, 1995.

PARENTE, C. V.; SILVA FILHO, W. F.; ALMEIDA A. R. Bacias do estágio da transição do domínio setentrional da Província Borborema. In: MANTESSO-NETO, V. *et al.* (Orgs.). **Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. [S.l.]: Beca, 2004. p. 525-536.

PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W.; TINDLE, A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. **Journal of Petrology**, Oxford, p. 956-983, 1984.

PECCERILLO, A.; TAYLOR, S. R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, New York, v. 58, p. 63-81, 1976.

PESQUERA, A.; VELASCO, F. Mineralogy, geochemistry and geological significance of tourmaline-rich rocks from the Paleozoic Cinco Villas massif (western 1997, PYRENEES, Spain). **Contributions to Mineralogy and Petrology**, New York, v. 129, p. 53-74.

PESSOA, R. R.; ARCHANJO, C. J. Tectônica de empurrões na região de Tróia-CE. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SGB, 1984. p. 1721-1728.

PESSOA, R. R. *et al.* Contribuição ao estudo da evolução geocronológica do maciço de Tróia-CE. In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 22., 1986, João Pessoa. **Atas...** João Pessoa: SBG, 1986. p. 79-93.

PETTIJOHN, F. J. **Sedimentary rocks**. 3. ed. New York: Harper and Row, 1975.

PIPER, D. Z. Rare earth elements in the sedimentary cycle: a summary. **Chemical Geology**, [S.l.], v. 14, p. 285-304, 1974.

PLIMER, I. R. Tourmalinites from the Golden Dyke Dome, Northern Australia. **Mineralium Deposita**, New York, v. 21, p. 263-270, 1986.

ROCK, N. M. S. The nature and origin of lamprophyres: some definitions, distinctions and derivations. **Earth-Science Reviews**, Amsterdam, v. 13, p. 123-169, 1977.

ROGERS, G.; SAUNDERS, A. D. Magnesian andesites from Mexico, Chile and the Aleutian Islands: implications for magmatism associated with ridge-trench collision. In: CRAWFORD, A. J. (Ed.). **Boninites and Related Rocks**. London: Unwin, Hymam, 1989. p. 416-445.

SAAD, S. **Proposição de um novo modelo genético para a Jazida de Itataia**, Ceará. DIGEO, PM/82. 1982 (Nota Técnica; 2).

SANTOS, A. A. **Caracterização litoestrutural e geocronológica da região fósforo-uranífera de Itataia-Ce**. 2004. 100 f. Dissertação (Mestrado) - Departamento de Geologia, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2004.

SANTOS, T. J. S. *et al.* Nd isotopes and the provenance of metasediments of the Itataia Group, Northwest Borborema Province, NE Brazil. In: IV SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4., 2003, Salvador. **Short Papers**. Salvador: CBPM; IRD, 2003. p. 286-289.

SANTOS, T. J. S. **Evolução tectônica e geocronológica do extremo noroeste da Província Borborema**. 1999. 186 f. Tese (Doutorado) - Curso de Pós Graduação em Geociências, Instituto de Geociências e Ciências Exatas - Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1999. Inédito.

SARCIA, J.; SARCIA J. A. **Les minerais uraníferes français**. Paris: PUF, 1962. v. II

SAWYER, E. W. Disequilibrium melting and the rate of melt-residuum separation during migmatization of mafic rocks from the Grenville Front, Quebec. **Journal of Petrology**, Oxford, v. 32, p. 701-738, 1991.

SAWYER, E. W. Formation and evolution of granitic magmas during crustal reworking: the significance of diatexites. **Journal of Petrology**, Oxford, v. 39, p. 1147-1167, 1998.

SAWYER, E. W. Melt segregation in the continental crust. **Geology**, Boulder, n. 22, p. 1019-1022, 1994.

SCHOBENHAUS C.; CAMPOS, D. de A. A evolução da Plata-Forma Sul-Americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. In: SCHOBENHAUS, C. *et al.* (Eds.). **Geologia do Brasil**. Brasília: MME/DNPM, 1984. p. 9-53.

SILVA, J. R. A. **Caracterização hidrogeológica da Jazida de Itataia, Ce.** 2003. 156 f. Dissertação (Mestrado) - Departamento de Geologia, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2003.

SILVA, L. C. A preliminary evaluation of the Brazilian Archean and Proterozoic strabound tourmalinites and their significance as potential gold deposit. In: LADEIRA, E. A. (Ed.). **Brazil Gold '91**. Rotterdam: Balkema, 1991. p. 241-245.

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

SILVA, L. C. Petrologia e litogeoquímica. In: COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. **Projeto Rios das Velhas**. Belo Horizonte - MG, 1996. 122 p. (Programa de estudo de distritos mineiros)

SILVA, M. R. R. **Petrographical and geochemical investigations of pegmatites in the Borborema pegmatitic, Province of Northeastern Brasil.** 1993. 305 f. Tese (Doutorado em Geociências) - Centro de Tecnologia, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 1993.

SLACK, J. F. *et al.* Stratiform tourmalinites in metamorphic terranes and their geologic significance. **Geology**, Boulder, n. 12, p. 713-716, 1984.

SLACK, J. F. Tourmaline associations with hydrothermal ore deposits. In: GROW, E. S.; ANOVITZ, L. M. (Ed.). Boron mineralogy, petrology and geochemistry. **Reviews in Mineralogy**, Washington, D. C., v. 33, p. 560-643, 1996.

SMITH, I. E. High-potassium intrusive from southeastern Papua. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, New York, v. 34, p. 167-176, 1972.

SOUZA, J. V. **Geologia dos pegmatitos de metais raros da região W e NW de Solonópole - Ce (Brasil).** 1985. 109 f. Tese (Docência Titular) - Departamento de Geologia, Universidade Federal do Ceará, 1985.

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

TARNEY, J.; JONES, C. E. Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models. **Jour. Geol. Soc.**, London, n. 151, p. 855-868, 1994.

TAYLOR, B. E.; SLACK, J. F. Tourmalines from Appalachian-Caledonian massive sulfide deposit: textural, chemical and isotopic relationships. **Economic Geology**, Austrália, v. 79, p. 1703-1726, 1984.

TAYLOR, S. R.; MCLENNAN, S. **The continental crust. Its composition and evolution.** Oxford: Balckwell, 1995.

TEIXEIRA, M. L. de A. **Integração de dados aerogeofísicos, geológicos e isotópicos do limite norte do Complexo Tamboril - Santa Quitéria - CE (província borborema).** 2005. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Distrito Federal, 2005. Inédito.

TLIG, S. The Sr and rare earth element (REE) behaviour during diagenesis of limestone in various environmental conditions. In: HURST, R. W.; DAVIS, T. E.; AUGUSTITHIS, S. S (Eds.). **The practical applications of trace elements and isotopes to environmental biochemistry and mineral resources evaluation.** Athens: Theophrastus Publications, 1987. p. 103-147.

TORQUATO, J. R. F. *et al.* Granitóides do Ceará: região de Quixadá-Solonópole. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, v. 2, n. 1/2, 1989. 145 p.

TROMPETTE, R. **Geology of Western Gondwana, Pan African-Brasiliano aggregation of South America and Africa**. Rotterdam: A. A. Balkema, 1994. 350 p.

VAN DER MOLEN, I.; PATERSON, M. S. Experimental deformation of partially melted granite. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, New York, v. 70, p. 299-318, 1979.

VAN KRANENDONK, M. J.; WEBB, G. E.; KAMBER, B. S. **Geological and trace element evidence for a marine sedimentary environment of deposition and biogenicity of 3.45 Ga stromatolitic carbonates in the Pilbara Craton, and support for a reducing Archaean ocean**. **Geobiology**, v. 1, p. 91-108, 2003.

VIDAL, F. W. H.; NOGUEIRA NETO, J. A. Minerais de Pegmatitos. In : VIDAL, F. W. H. *et al.* **Rochas e minerais industriais do Estado do Ceará**. Fortaleza: CETEM/UECE/DNPM/FUNCAP/SENAI, 2005. p. 67-82.

WENDLANT, R. F.; EGGLER, D. H. The origin of potassic magmas: melting relations in the systems $\text{KAlSiO}_4\text{-Mg}_2\text{SiO}_4$ and $\text{KAlSiO}_4\text{-MgO-SiO}_2\text{-CO}_2$. to 30Kbar. **American Journal of Science**, Stanford, n. 238, p. 385-420, 1980.

WILDE, P.; QUINBY-HUNT, M. S.; ERDTMAN, B-D. The whole-rock cerium anomaly: a potential indicator of eustatic sea-level changes in shales of the anoxic facies. **Sedimentary Geology**, n, 101, p. 43-53, 1996.